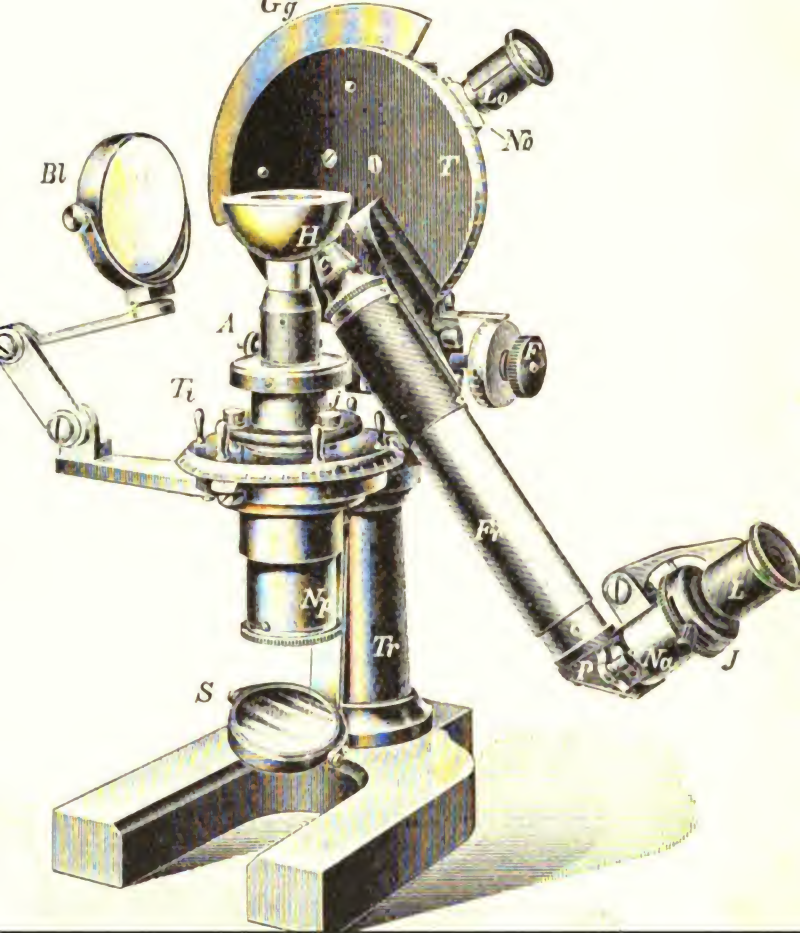
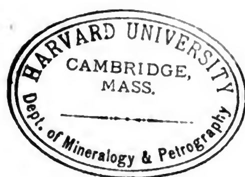


Tschermaks mineralogische und petrographische ...

Geologische Bundesanstalt (Austria)., SpringerLink (Online service)


HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE,
MASS.
Dept. of Mineralogy & Petrography

TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

MIT 10 TAFELN UND 83 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Inhalt.

1. Heft.

2. Heft.

3. Heft.

M. Stark. Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 6, pag. 469 bis 532. (1 Tafel, 3 Textfiguren.) G. 82. Basalte, Bimsstein (andesitisch), Tuffe. 87, dh.

W. Suida. Über das Anfärben von Silikaten mit Teerfarbstoffen. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 6, pag. 534—535. G. 10, 12.

M. Stark. Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 6, pag. 536—550. G. 80, 82.

A. Dannenberg (Aachen). Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. II. (Schluß.) — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 1—59. 2 Textfig., 1 Tafel. — G. 82. Andesit, Basalt, Dacit, Obsidian. ea.

C. Leiss (Berlin). Neues Krystallrefraktometer zur Bestimmung größerer und mikroskopisch kleiner Objekte. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 56—58, 7 Textfiguren. — G. 420, 620, 630.

J. Romberg. Zur Würdigung der gegen meine Veröffentlichungen von C. Doelter und K. Went gerichteten Angriffe. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 59—83. — G. 82. Melaphyr, Monchiquit. dk.

F. Becke. Apatit, Quarz, Albit, Titanit, Muskovit aus dem Zillertal. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1. pag. 84—86. — G. 50, 60. dk.

F. Berwerth. Über den Eukrit von Peramiho. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 86. — G. 70, 71. dk.

A. Sigmund. Über einige seltene Minerale in Niederösterreich. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 87—91. — G. 50, 60. dk. Gelbbleierz, Vanadinit, Tigererz, Antimonfahlerz, Wad

R. Koechlin. Quarzzwillinge von Dognacska. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 94. — G. 50. dk. — Derselbe. Neue Minerale. — Ebenda pag. 94 bis 97. — G. 40, 50, — Anapait (Tamanit). — Histrixit. — Keweenawit. — Koenenit. — Melanochalcit. — Natronjarosit. — Petterdit. — Plumbojarosit.

F. Zelske. Korund aus Tirol. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 100. — G. 50. dk.

H. Tertsch. Richtigstellung. Doppelbrechung der Plagioklase. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 111, 112. — G. 420, 620.

A. Dannenberg (Aachen). Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. II. (Schluß.) — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 1—55. 2 Textfig., 1 Tafel. — G. 82. Andesit, Basalt, Dacit, Obsidian. ea.

C. Leiss (Berlin). Neues Krystallrefraktometer zur Bestimmung größerer und mikroskopisch kleiner Objekte. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 56—58. 7 Textfiguren. — G. 420, 620, 630.

J. Romberg. Zur Würdigung der gegen meine Veröffentlichungen von C. Doelter und K. Went gerichteten Angriffe. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 59—83. — G. 82. Melaphyr, Monchiquit. dk.

F. Becke. Apatit, Quarz, Albit, Titanit, Muskovit aus dem Zillertal. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 84—86. — G. 50, 60. dk.

F. Berwerth. Über den Eukrit von Peramiho. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 88. — G. 70, 71. dk.

A. Sigmund. Über einige seltene Minerale in Niederösterreich. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 87—91. — G. 50, 60. dk. Gelbbleierz, Vanadinit, Tigererz, Antimonfahlerz, Wad.

R. Koechlin. Quarzzwillinge von Dognacska. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 94. — G. 50. dk. — Derselbe. Neue Minerale. — Ebenda pag. 94 bis 97. — G. 40, 50. — Anapait (Tamanit). — Histrixit. — Keweenawit. — Koenenit. — Melanochalcit. — Natronjarosit. — Petterdit — Plumbojarosit.

F. Zeiske. Korund aus Tirol. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 100. — G. 50. dk.

H. Tertsch. Richtigstellung. Doppelbrechung der Plagioklase. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 1, pag. 111, 112. — G. 420, 620.

I. Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer.

II. (Schluß.)

(Aus dem Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule zu Aachen.)

Von **A. Dannenberg.**

Hierzu 1 Tafel und eine Textfigur.

Nachdem in einer früheren Mitteilung[1]) über den gleichen Gegenstand Beschreibungen verschiedener vulkanischer Gesteine des Kaukasus (Elbrus, Kasbek, Mleti) sowie der Araratgruppe geliefert worden sind, erübrigt nunmehr noch die Besprechung des aus dem eigentlichen armenischen Hochlande südlich des Kaukasus und nördlich des Araxes vorliegenden Materiales. Es lassen sich die hierin vertretenen Eruptivgesteine auf zwei petrographisch, und anscheinend auch geologisch, wohl geschiedene Gruppen verteilen, wobei zunächst von den gerade in diesem Gebiete in weiter Verbreitung und großer Mächtigkeit auftretenden Tuffen abgesehen wird.

Die eine Gruppe wäre die der (saueren) andesitischen Gesteine. Hierher rechne ich die Hornblendeandesite und Dacite, einschließlich Obsidiane, sowie sauere Pyroxenandesite, nebst den als Pyroxenamphibolandesite, hornblendeführende Pyroxenandesite etc. zu bezeichnenden Zwischengliedern.

Die zweite Gruppe würde die basaltischen Gesteine umfassen; dazu gehören außer echten Basalten auch Gesteine, die mit diesen petrographisch wie geologisch aufs engste verknüpft sind und die als (kieselsäurearme) Augitandesite oder auch als olivinfreie Basalte bezeichnet werden können.

---

[1]) Diese Zeitschr., Bd. XIX, pag. 218 und 257.

Geologisch scheint diese Einteilung insofern begründet, als die Gesteine der ersten Gruppe — soweit mir bekannt — ausschließlich höhere Bergkuppen, deutlich individualisierte Vulkanberge bilden, während die basaltischen Gesteine überwiegend horizontal ausgebreitet, also in Decken- und Stromform, erscheinen und in dieser Form, zusammen mit den Tuffen, ganz wesentlich zum Aufbau des armenischen Hochlandes beitragen. Außerdem dürften beide Gruppen, wenigstens in der Hauptsache, auch dem Alter nach verschieden sein, und zwar scheinen die basischen Ergüsse im allgemeinen das jüngste Eruptionsprodukt darzustellen, abgesehen vielleicht von den Obsidianen.[1])

Es liegen Gesteine der ersten Gruppe, also Andesite verschiedener Art mit Ausschluß der basischen, basaltähnlichen Glieder, außer den schon früher besprochenen nun noch vor: vom Aragatz (Alagös), vom Pambakgebirge und aus der Umgegend von Borjom im oberen Kurtale; ihnen schließen sich als glasige Ausbildungsform gleichen oder verwandten Magmas die Obsidiane der Umgegend von Eriwan (Berg Hadis und Kötun Dagh) an. Einzelne dieser Gesteine, namentlich hornblendeführende, nähern sich gewissen Vorkommen des Kaukasus, z. B. solchen von Kasbek in gleichem Maße wie sie sich von den normalen, pyroxenandesitischen Laven des Ararat entfernen, andere stellen sich als durchaus selbständige Gesteinstypen dar, die zu keinem der bisher besprochenen nähere Verwandtschaft erkennen lassen.

I. Aragatz (Alagös).

Die Gesteine dieses merkwürdigen Berges, der wohl einen ziemlich komplizierten Bau besitzen dürfte, sind meines Wissens noch nicht eingehender untersucht und beschrieben worden. Abich hat auf den betreffenden Kartenblättern die Gipfelpartie dieser umfangreichen vulkanischen Erhebung mit derselben Farbe bezeichnet wie auch den Gipfel des großen und den des kleinen Ararat, d. h. der Farbenerklärung zufolge als „Andesit und Quarztrachyt". Im Text[2]) wird ein sehr zusammengesetzter Bau des Ganzen mehr angedeutet als eigentlich beschrieben. Insbesondere wird auf den petrographischen

[1]) Cf. Abich, Geol. Forsch. II, 32.

[2]) Geol. Forsch. II, 37.

Gegensatz hingewiesen zwischen der Kern- und Gipfelpartie, die nach Abich „echt quarztrachytischer Natur“ ist, auf der einen Seite und den Gesteinen der tieferen Gehänge anderseits; in letzteren erblickt Abich „einen Wechsel von Oligoklas- und Sanidintrachyt und von kieselreichen Hornblende- und Pyroxenandesiten“. Da außerdem der Fuß des Berges zum großen Teil von basaltischen Ergüssen bedeckt wird, so ergibt sich schon aus diesen Andeutungen die petrographische Mannigfaltigkeit im Aufbau des Berges, der wohl auch geologisch und genetisch nicht als einheitliches Gebilde zu betrachten ist. Vermutlich sind die Verhältnisse bis zu einem gewissen Grade analog denen, die wir am großen Ararat kennen gelernt haben.

Die mir vorliegenden Stücke wurden von Professor Arzruni gesammelt. Zwei davon tragen nur die Fundbezeichnung „Aragatz“, bei den übrigen ist der Fundort genauer angegeben als „östlicher Karagöll am Aragatz“. Der Name Karagöll (tartarisch = schwarzer See) findet sich auf der russischen Karte bei einer Anzahl kleiner Wasserbecken nahe dem Gipfel des Berges. Ob nun aber diese Proben schon dem, nach Abich „quarztrachytischen“ Kern des Aragatz entstammen oder ob sie seinen „Oligoklas- und Sanidintrachyten“ (vgl. o.) entsprechen, muss dahingestellt bleiben. Da sich die beiden anderen Stücke (ohne nähere Fundortangabe) von diesen in keinem wesentlichen Punkte unterscheiden, ist wohl anzunehmen, daß auch sie annähernd demselben Gebiete angehören. Die Mehrzahl aller dieser Stücke zeigen sowohl im Handstück wie im Schliff die vollkommenste Übereinstimmung untereinander: es sind ziemlich hellgraue Gesteine, zumeist völlig kompakt (nur die beiden bloß „Aragatz“ bezeichneten Stücke sind etwas porös) und deutlich porphyrisch durch zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas — meist nicht über 5 *mm*, höchstens 10 *mm* lang — und dunkelgrünem Pyroxen. Ebenso ist das mikroskopische Bild bei allen wesentlich dasselbe. Die Grundmasse ist nahezu vollkrystallin entwickelt und besteht in erster Linie aus meist recht gut ausgebildeten Plagioklasleistchen, daneben mehr oder weniger reichlich Pyroxen, gewöhnlich in Form unvollkommener säuliger Kryställchen, wozu sich dann noch eine mäßige Quantität Magnetit gesellt. Außer diesen Hauptbestandteilen der Grundmasse bemerkt man in den meisten Schliffen noch feine, ziemlich unregelmäßig gestaltete Leistchen, die zwischen gekreuzten Nikols

zunächst durch ihre lebhaften Polarisationsfarben, bei gerader oder nahezu gerader Auslöschung auffallen. Ferner nimmt man dann einen nicht sehr kräftigen, aber deutlichen Pleochroismus wahr: die Nädelchen erscheinen hell gelblichbraun bei Schwingungen, die sie in der Längsrichtung durchsetzen, nahezu farblos bei dazu senkrechten Schwingungen. Diese Flitterchen könnten als Hornblende oder Biotit gedeutet werden. Ich möchte mich eher für ersteres entscheiden, zumal nach Beobachtung eines etwas größeren Individuums mit deutlicher Zwillingsteilung und beiderseits annähernd symmetrischer Auslöschung von zirka 13—15°. Im Vergleiche mit den früher erwähnten Hornblendemikrolithen der Elbruslaven erscheinen die hier auftretenden weit unvollkommener ausgebildet und daher auch weniger sicher erkennbar und bestimmbar.

Als Einsprenglinge liegen in der so zusammengesetzten Grundmasse Plagioklase und Pyroxene, rhombische und monokline, ganz vereinzelt auch Hornblenden, deren Dimensionen aber stets klein bleiben. Ebenso sporadisch ist auch das Auftreten des Biotits. Beide Minerale tragen hier lediglich akzessorischen Charakter und erscheinen stets stark korrodiert, oft in völliger Auflösung begriffen. Akzessorisch treten ferner auf Apatit und Zirkon. Von Quarz fand sich keine Spur. Die Gesteine sind somit als fast reine Pyroxenandesite zu bezeichnen.

Über die Ausbildung der einzelnen Gemengteile wäre etwa noch folgendes zu bemerken.

Plagioklas. Die Einsprenglinge sind nur teilweise krystallographisch gut begrenzt; namentlich die größeren erscheinen meist stark verrundet und korrodiert. Sie unterscheiden sich darin von der meist ideal scharfen und regelmäßigen Ausbildung in der Mehrzahl der Araratlaven. Auch sind sie im Inneren meist stark durch eingeschlossene oder eingedrungene Grundmasse verunreinigt. Um die größeren dieser Grundmassepartien im Inneren eines Plagioklaskrystalles bemerkt man oft einen abweichend auslöschenden Saum. Für alle derartigen Säume eines Krystalls ist jedoch die Auslöschung gleichzeitig und, wie öfter zu beobachten, übereinstimmend mit der äußeren Rinde desselben Krystalls. Es hat also im Schlußstadium des Krystallwachstums ein Ansatz gleichartiger Mineralsubstanz nicht nur auf den äußeren Grenzflächen stattgefunden, sondern auch überall im Inneren an den Einbuchtungen (die ja auch Teile der Oberfläche

sind, wenn sie auch im Schliff wie Einschlüsse erscheinen) und vielleicht auch an wirklichen Einschlüssen von Grundmasse. Man kann aus diesem Verhalten wohl den Schluß ziehen, daß diese Einbuchtungen von Grundmasse, die vielfach den Krystall wie zerfressen erscheinen lassen, doch keine Korrosionen darstellen, sondern lediglich der unvollkommenen, unterbrochenen Raumerfüllung des wachsenden Krystalls ihr Dasein verdanken.

Die Auslöschungsschiefen, durchschnittlich 30° bei Differenzen von 15—17° in den Hälften der Karlsbader Zwillinge, weisen im allgemeinen auf einen Labrador von mittlerer, zuweilen auch wohl ziemlich basischer (Maximum 35°) Mischung. Zonenbildung ist meist wenig ausgeprägt, ebenfalls ein Unterschied gegenüber den Plagioklaseinsprenglingen der Araratlaven, welche das Zonenwachstum in hervorragender Schönheit zeigen.

Die in der Regel gut leistenförmig ausgebildeten mikrolithischen Plagioklase der Grundmasse pflegen mit 25°—30° Schiefe auszulöschen; einzelne größere Individuen erreichen auch höhere Maxima, bis zu 35° oder 36°. Eine durchgreifende Verschiedenheit gegenüber der älteren Generation ist also nicht zu konstatieren.

Der Pyroxen der vorliegenden Aragatzgesteine ist, wie gesagt, teils rhombisch, teils monoklin. Da das Quantitätsverhältnis beider wechselt — im allgemeinen dürften sie sich so ziemlich das Gleichgewicht halten — erscheint auch hier wie beim Ararat eine Rubrizierung als Augitandesit oder Hypersthenandesit nicht tunlich.

Als Einsprenglinge finden sich die Pyroxene selten in gut ausgebildeten Krystallen. Fast stets erscheinen sie unvollkommen entwickelt, stark gerundet, oft von Einbuchtungen und Einschlüssen der Grundmasse durchsetzt, wie zerfressen aussehend. Von Mineraleinschlüssen enthalten sie besonders Magnetit und Apatit, zuweilen Biotit. Die Farbe des Augits ist blaß-grünlich, der Pleochroismus der rhombischen Pyroxene meist schwach.

Mannigfach sind die Wachstums- und Verwachsungsformen der Grundmasse-Individuen. An den Enden gabelförmig eingebuchtete Krystallskelette sind häufig und namentlich beim Hypersthen schön zu sehen. Die gewöhnliche Parallelverwachsung von Augit und Hypersthen ist auch hier eine allverbreitete Erscheinung. Nicht selten findet sich dabei ein mehrfacher Wechsel, derart daß der rhombische

Pyroxen nicht nur von einem Augitsaum umgeben ist, sondern auch seinerseits eine Augitleiste als Kern umschließt.

Beim Augit, sowohl in der Grundmasse wie bei den Einsprenglingen, finden sich neben der gewöhnlichen Form der Zwillingsbildung auch häufig Durchkreuzungszwillinge, wie solche von Herz[1]) aus südamerikanischen Andesiten beschrieben wurden. Auch hierbei kann im Kern wieder Hypersthen auftreten, so daß die entsprechenden Zwillingshälften im Schnitt völlig getrennt erscheinen.

Eine abweichende Ausbildung desselben Gesteins repräsentieren zwei weitere Stücke vom gleichen Fundorte (östliche Karagöll). Das eine dunkelgrau, fast schwarz mit zahlreichen etwa 2—5 *mm* großen Feldspateinsprenglingen und spärlichen Augiten erinnert an einzelne Vorkommen vom großen Ararat; die andere Probe, von roter Farbe, stellt offenbar nur eine verwitterte Partie desselben dar. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Grundmasse des schwarzen Gesteins zum großen Teil aus einem dunkelgraubraunen Glase besteht, in dem reichlich Plagioklasmikrolithen — oft in skelettartiger Ausbildung — nebst spärlicheren Augiten enthalten sind. Sonst stimmt das Gestein in Zusammensetzung und in der Ausbildung der einzelnen Minerale mit den vorher beschriebenen überein. Die erwähnte rote Varietät zeigt sich, wie zu erwarten, unter dem Mikroskop ziemlich stark zersetzt, reichlich mit braunen und rostroten Eisenoxyden durchtränkt. Namentlich tritt dies bei dem stets leichter zersetzbaren Hypersthen hervor, der oft völlig undurchsichtig geworden ist, während der Augit nur eine schmutzig gelbbraune oder grünlichgelbe Farbe angenommen hat. Es liegt also in diesen Stücken — im frischen, wie im verwitterten Zustande — eine mehr vitrophyrische Ausbildung desselben Gesteins vor, dessen nahezu vollkrystalline Ausbildung sich in den zuvor beschriebenen Stücken darstellt. Auf den Hohlraumwandungen des einen der beiden nur mit „Aragatz“ ohne nähere Fundortangabe bezeichneten Stücke sitzen winzige, noch nicht stecknadelkopfgroße kugelige Aggregate von weißer Farbe vergesellschaftet mit dünnen haarförmigen Krystallnadeln, jedenfalls von Amphibol, ähnlich wie in einem früher erwähnten Gestein des Kasbekgebietes. U. d. M. erkennt man deutlich

[1]) Gesteine der ecuatorischen Westkordillere vom Pululagua bis zum Guagua Pichincha, 41 und 44.

den Aufbau der kugeligen Gebilde aus hexagonalen Täfelchen, also wohl sicher Tridymit. Es erinnert dies an ein gleiches von Blaas[1]) beschriebenes Vorkommen. Äußerlich ähnliche Bildungen werden später bei Augitandesit des Pambaktales zu erwähnen sein.

Den Gesteinen des Ararat stehen die hier beschriebenen des Aragatz offenbar sehr nahe, doch sind in den meisten Fällen deutliche, wenn auch nicht gerade sehr erhebliche Unterschiede zu bemerken. Von den gewöhnlichen dunklen Augitandesitlaven des Araratsystems unterscheiden sich unsere Aragatzgesteine (abgesehen von der zuletzt besprochenen vitrophyrischen Varietät) durch die hellere Farbe, auch bleibt dementsprechend der Gehalt an farbigen Gemengteilen (Pyroxen) unter dem der meisten Araratlaven. Ein weiterer Unterschied liegt in dem, wenn auch vereinzelten Auftreten von Hornblende und Biotit, die den typischen Pyroxenandesitlaven des Ararat durchaus fehlen, während umgekehrt gegenüber den hellen, als Hornblendeandesit bezw. Dacit beschriebenen Gesteinen des großen Ararat das hier in Rede stehende Vorkommen durch größeren Pyroxengehalt bei zurücktretendem Amphibol (und Biotit) unterschieden ist. Es nehmen also unsere Aragatzgesteine gewissermaßen eine Mittelstellung ein zwischen den beiden am Araratsystem unterschiedenen Haupttypen. Dem scheint auch die chemische Zusammensetzung zu entsprechen.

Ich beschränkte mich auf eine Kieselsäurebestimmung und erhielt 62·8% $Si\,O_2$ für das graue Aragatzgestein, während bei den Pyroxenandesiten des kleinen Ararat der entsprechende Wert durchschnittlich 60—61%, bei jenen des Großen Ararat 64—66% beträgt und beim Dacit sogar auf 68—69% steigt. Die am Schlusse des dritten Bandes von Abichs Geol. Forschungen etc. (pag. 154, Nr. IX) mitgeteilte Analyse des Gipfelgesteins, also wohl des „Quarztrachyts", zeigt sogar noch einen erheblich niedrigeren Kieselsäuregehalt als ich gefunden; es ist danach dessen Zusammensetzung: SiO_2 59·117; Al_2O_3 20·338; Fe_2O_3 5·518; FeO 0,514; CaO 3·444; MgO 3·375; K_2O 2·806; Na_2O 4·144; P_2O_5 0·194.

Eine durchgreifende Verschiedenheit zwischen den Gesteinen des Ararat und vorliegenden Proben der zentralen oder Gipfelpartie des Aragatz ist jedenfalls nicht vorhanden; bei Untersuchung eines

[1]) Diese Mitt., VII, 479.

vollständigen Materiales würden sich vermutlich die jetzt noch zu konstatierenden Unterschiede mehr und mehr verwischen.[1])

2. Pambakgebirge.

In dem das Plateau von Alexandropol im Nordosten begrenzenden Pambakgebirge, dessen nördliche Begrenzung von dem Tale des gleichnamigen Flusses gebildet wird, treten neben älteren krystallinen Gesteinen (Granite, Syenite und „Grünsteine") auch jüngere Eruptivgesteine, zur Andesitfamilie gehörig, auf, die sich zum Teil durch einen eigenen Habitus von allen mir sonst aus Hocharmenien bekannt gewordenen Vertretern dieser Gruppe unterscheiden.

Es sind vorwiegend echte Hornblendeandesite, vielleicht teilweise mit Hinneigung zum Dacit. Dagegen liegt mir von den sonst so verbreiteten Pyroxenandesiten aus diesem Gebiete nur ein Stück vor. Proben dieser Gesteine sammelte ich an dem von der Hochebene von Alexandropol in das Pambaktal hinüberführenden Passe von Djadjur sowie an verschiedenen Punkten des oberen Pambaktales.

Andesit von Djadjur. Den Teilnehmern der armenischen Exkursion des internationalen Geologenkongresses bot sich in dem gerade damals — Herbst 1897 — nahezu vollendeten, zirka 1700 *m* langen Tunnel, mit welchem die Bahnlinie Tiflis-Kars hier die Pambakkette durchbricht, eine ausgezeichnete Gelegenheit zum Sammeln dieser Gesteine. Der Andesit von Djadjur stellt sich zumeist als ein kompaktes, rötlichgraues oder auch lichtrotes Gestein dar, an dem besonders der Reichtum an Hornblendeeinsprenglingen von durchschnittlich etwa 1 *cm* Länge auffällt, denen gegenüber die nicht gerade spärlichen, aber meist kleineren Plagioklase in der Regel eine mehr untergeordnete Rolle spielen. Von sonstigen makroskopischen Ausscheidungen sind nur ganz vereinzelt hin und wieder Biotitblättchen zu beobachten.

Der Habitus ist entschieden trachytisch und es erinnert das Gestein sehr an die typischen Hornblendeandesite des Siebengebirges,

[1]) Dieses Ergebnis der näheren petrographischen Untersuchung widerspricht zum Teil der früher (diese Mitt., XIX, 220) von mir geäußerten Ansicht über die relative Bedeutung der beiden großen Eruptivzentren. Ich kannte damals nur die basaltischen Gesteine vom Fuße des Aragatz. Jedenfalls ist diese Bergmasse. noch weniger als die beiden Ararat, ein einheitlicher Vulkanbau; zu seiner Bildung müssen nacheinander ganz verschiedene Eruptivperioden mitgewirkt haben.

von denen es jedoch mikroskopisch nicht unwesentlich verschieden ist. Unter dem Mikroskop lassen die Vertreter dieses Typus eine sehr charakteristische Struktur ihrer Grundmasse erkennen. Diese ist ausgezeichnet pilotaxitisch entwickelt. In einer Art Basis, die aber anscheinend völlig individualisiert ist, wenngleich sie nur schwach auf das polarisierte Licht einwirkt und die wohl am besten als mikrofelsitartig bezeichnet wird, liegen reichlich schön entwickelte Plagioklasleistchen, oft typische Skelettformen zeigend. Ihre Auslöschungsschiefe übersteigt kaum 25°, in einzelnen Schliffen bleiben auch die absoluten Maxima noch unter diesem Werte mit etwa 20°. Bei Zwillingen höherer Ordnung nach dem Karlsbader Gesetz und einem Auslöschungsmaximum von 25° beträgt die Differenz 13°; es wäre diesen Mikrolithen demnach ihre Stellung beim (sauren) Labrador, großenteils aber wohl noch beim Andesin anzuweisen. Außer Plagioklas tritt zuweilen — aber nicht in allen Schliffen beobachtet — Hypersthen in dünnen, nadelartigen Prismen als Grundmassebestandteil auf, daneben Magnetit in ziemlich geringer Menge sowie hin und wieder schmutzig graubraunes Glas in unregelmäßiger Verteilung.

Unter den Einsprenglingen zeigt der meist reichlich vorhandene Plagioklas bald vollkommene Krystallbegrenzung, bald mehr fragmentarische Gestalt. Seine Substanz ist meist ziemlich rein; an Interpositionen findet man neben Glaspartikeln am häufigsten Hornblende oder deren Umwandlungsprodukte. Die Auslöschung stimmt im allgemeinen mit der für die Mikrolithen angegebenen überein, wenn schon hier gelegentlich auch höhere Werte — bis zu 33° — beobachtet wurden; diese dürften jedoch nur bestimmten, besonders basischen Zonen entsprechen, wie geeignete Schnitte erkennen lassen, so daß daraus noch nicht auf eine allgemein größere Basizität der Einsprenglinge geschlossen werden darf. Die Zwillingslamellen sind meist wenig zahlreich und fehlen oft ganz, doch ergibt sich bei Anwendung der Beckeschen Methode stets eine beträchtlich stärkere Lichtbrechung als die des Balsams, so das Sanidin als ausgeschlossen gelten darf.

Neben den Plagioklasen erscheint als Einsprengling Hornblende stets reichlich, oft geradezu massenhaft, von brauner Farbe mit starkem Pleochroismus: 𝔞 blaß strohgelb, 𝔟 braungelb, 𝔠 tief rotbraun. Die Doppelbrechung ist ebenfalls sehr beträchtlich, wie die lebhaften, in Rot, Grün und Gelb spielenden Interferenzfarben zeigen, die

geradezu an Biotit erinnern. Die Auslöschung ist meist nahezu gerade, als größte Schiefe wurde 4—5° gemessen. Zuweilen ist durch Farbenunterschiede oder Interpositionen ein Zonenbau angedeutet. Von der früher beschriebenen Hornblende des Elbrus-Dacits unterscheidet sich dieses Vorkommen somit durch die entschieden braune Farbe, die auch nicht die geringste Andeutung eines grünen Tones zeigt, stärkeren Pleochroismus und geringere Auslöschungsschiefe. Die Formentwicklung ist in der Regel vollkommen. Zuweilen allerdings zeigen sich tiefe Einbuchtungen von Grundmasse, so daß der ganze Innenraum von einem Gemenge von Plagioklas und Augit erfüllt ist, was dann schon makroskopisch sichtbar wird. Auch der Erhaltungszustand ist meist ein ziemlich guter. Säume von Opacit oder neugebildetem Plagioklas, Augit und Magnetit sind nur wenig entwickelt. Kleine Krystalle sind allerdings nicht selten ganz in Opacit oder, bei hinzutretender Verwitterung, in braunes Hydroxyd verwandelt. Auch das Auftreten fasriger, serpentinöser Massen sowie mehr oder weniger vollständige Opalisierung mancher Querschnitte zeigt unverkennbar die Wirkung der Verwitterung. Als Mineraleinschluß findet sich am häufigsten Apatit.

Neben dem großen Reichtum an Hornblende muß das fast gänzliche Fehlen anderer Bisilikate umsomehr auffallen. Pyroxene (Augit und Hypersthen) wurden nur ganz vereinzelt beobachtet, Biotit in der Mehrzahl der Stücke gar nicht angetroffen.

Die Gesteine sind somit als reine Hornblende-Andesite zu bezeichnen, fast ohne jede Beimengung sonstiger farbiger Gemengteile. In diesem unbedingten Dominieren der Hornblende unterscheiden sich die Djadjurgesteine, wie gesagt, von allen anderen mir persönlich aus diesem Gebiet bekannt gewordenen. In der Literatur finde ich vergleichbare Vorkommen aus der kaukasischen Region erwähnt von Becke[1]) und von Lacroix, l. c. 744.

Von anderwärts verbreiteten Typen wären in erster Linie, wie vorher angedeutet, wohl die Hornblende-Andesite des Siebengebirges zum Vergleich heranzuziehen, umsomehr, als auch die geologische Erscheinungsweise eine analoge sein dürfte. Doch unterscheiden sich

[1]) In Abich, Geol. Forsch., Bd. III, Nr. 30 „Gipfelgestein des Gr. Abul“ und 31 „rosafarbener Trachyt von Tschingerlydag“, beide jedoch mit Augit in der Grundmasse.

unsere Gesteine von den bekannten Vorkommen der Wolkenburg oder des Stenzelbergs etc. immerhin in mehreren Punkten, vor allem durch die Ausbildung der Grundmasse, sowie das Fehlen des Pyroxens und Biotits, von denen namentlich der letztere in den entsprechenden Siebengebirgsgesteinen stets eine erhebliche Rolle spielt und nicht selten sogar die Hornblende an Menge überwiegt. Andererseits ist eine weitgehende Ähnlichkeit mit manchen Porphyriten, z. B. dem bekannten Gestein von Waldböckelheim an der Nahe, nicht zu verkennen, doch möchte ich angesichts der völligen Frische der Plagioklase die Djadjurgesteine lieber der jüngeren Gruppe zurechnen.

Diesen charakteristischen Gesteinen aus dem Djadjurtunnel schließt sich ein benachbartes Vorkommen vom Dorfe Agbulagh im oberen, als Tschitschchantal bezeichneten Teile des Pambaktales [1]) in jeder Beziehung aufs engste an. Äußerlich ein rötlichgraues Gestein von trachytischem Habitus mit Einsprenglingen von Plagioklas und Hornblende, sowie vereinzelten Biotittäfelchen, zeigt es u. d. M. eine ausgeprägt „bimagmatisch“ entwickelte Grundmasse, indem eine feinfilzige, die dritte Generation repräsentierende Basis reichlich größere, schön entwickelte Plagioklasmikrolithen zweiter Generation umschließt. Die Einsprenglinge werden fast ausschließlich von Plagioklas und Hornblende in ähnlicher Ausbildung wie in den Gesteinen des Djadjur gestellt. Auch die Mischung der Plagioklase beider Generationen (die Individuen der dritten Generation sind zu winzig für sichere Messungen) ist dieselbe hier wie dort, da die Auslöschungsverhältnisse auch hier vorwiegend auf Andesin, allenfalls noch auf sehr saueren Labrador, hinweisen.

Akzessorisch erscheinen unter den Einsprenglingen Biotit und Hypersthen. Auch ein einzelnes größeres Quarzkorn, ohne Augitsaum oder sonstige Korrosionserscheinungen, fand sich vor; ob dem Gestein selbst angehörig oder als Einschluß zu betrachten, bleibe dahingestellt. Alle diese letztgenannten Gemengteile sind jedoch in ihrem Auftreten so untergeordnet, daß das Gestein gleich jenen von Djadjur als reiner Hornblendeandesit bezeichnet werden muß.

Eine stärkere Abweichung von diesem Typus macht sich bei einem weiter abwärts im Pambak- bezw. Tschitschchantale gefundenen

[1]) Pambaktal im engeren Sinne heißt nur der verhältnismäßig kurze mittlere Teil zwischen Karakilissa und der Mündung der Kamenka. Der obere Abschnitt wird Tschitschchan, der untere Debeda oder Bortschala genannt.

Gestein geltend, das gewissermaßen als Bindeglied zwischen jener Gruppe und den gewöhnlichen Pyroxenandesiten gelten kann, und das ich deshalb als hornblendeführenden Pyroxenandesit oder Amphibol-Pyroxenandesit bezeichne. Es ist ein schönes, ziemlich hellgraues Gestein mit kleinen eckigen und verästelten Hohlräumen ohne makroskopische Krystallausscheidungen. In den Poren sitzen massenhaft weiße, kugelige, radialfaserige Krystallaggregate von etwa Stecknadelkopfgröße, die im Aussehen an die oben erwähnten Tridymitkügelchen in einem Pyroxenandesit vom Aragatz erinnern, aber hier wahrscheinlich aus einem anderen Mineral bestehen.

Das Gestein selbst zeigt sich im Schliff nahezu holokrystallin mit deutlich fluidaler Anordnung der im Gegensatze zu den vorigen gleichmäßig großen, nicht „bimagmatisch“ differenzierten Plagioklasleisten. Diese scheinen nach der vorwiegend geringen, wenn auch selten genau bestimmbaren Auslöschungsschiefe ziemlich saurer Natur zu sein, keinesfalls basischer als Andesin. Augit in kleinen blaßgrünen Krystallnädelchen spielt eine mehr untergeordnete Rolle im Aufbau der Grundmasse. Magnetit ist reichlicher darin enthalten, als man nach der hellen Farbe des Gesteines erwarten sollte.

Unter den Einsprenglingen fehlt der Plagioklas; es herrschen die Pyroxene, Augit und Hypersthen, letzterer mit ziemlich kräftigem Pleochroismus. Mehr untergeordnet erscheint Hornblende in zwar ziemlich großen, aber völlig opacitisierten Querschnitten. Als akzessorischer Gemengteil ist Apatit zu erwähnen.

Neben diesen, das eigentliche Gesteinsgewebe bildenden Mineralen sieht man auch im Schliff allenthalben die Schnitte der erwähnten kugeligen Aggregate als sphärolithische Büschel, oft an ein größeres Magnetitkorn angeheftet, das dann zunächst von einem mit gelbem Hydroxyd imprägnierten Hofe wie von einer Aureole umgeben ist, während nach außen die Substanz des Aggregats rein und farblos erscheint. C. Riva, l. c. 24, der das gleiche Vorkommen untersuchte, hat eine eingehende Beschreibung dieser Gebilde geliefert. Er unterscheidet daran drei Zonen: im Zentrum eine graue, amorphe Substanz, sodann eine feinfasrige Schicht mit paralleler Auslöschung der Fasern, deren Längsrichtung Achse der kleineren Elastizität ist, und schließlich eine äußere, breiteste Zone. Die ziemlich breiten Krystallfasern oder -leisten der letzteren zeigen eine Auslöschungsschiefe von ca. 30°, in benachbarten Lamellen oft in entgegengesetztem

Sinne. Diese Auslöschung entspricht der Achse der größeren optischen Elastizität.

In Flußsäure lösen sich die Kügelchen ohne Rückstand auf.

Riva kommt zu den Schluß, daß ihre Substanz mit keiner der bekannten Kieselsäuremodifikationen: Chalzedon, Quarzin, Lutecit, denen sie sich in vieler Beziehung nähern, identifiziert werden könne, wegen des geringen spezifischen Gewichtes, das er zu 2·315—2·36 fand; er gibt allerdings zu, daß dieses möglicherweise durch beigemengte amorphe Substanz herabgedrückt werde. Mir scheint es, daß die breiten Fasern der äußeren Zone, die mir allein eine genauere Prüfung gestatteten, doch wohl mit Lutecit übereinstimmen dürften. Ähnliche sphärolithische Aggregate fand ich mehrfach in verwandten Gesteinen derselben Gegend bei Durchsicht einer größeren mir von Herrn Professor Karakasch freundlichst zur Untersuchung überlassenen Suite.

3. Oberes Kuratal (Umgegend von Borjom).

Den zuletzt besprochenen Gesteinen des Pambakgebirges reihen sich einige der mir vorliegenden Stücke aus der Umgegend von Borjom — der Arzrunischen Sammlung entstammend — naturgemäß insofern an, als sie ebenfalls als Hornblende und Pyroxen führende Andesitgesteine zu bezeichnen sind. Daneben ist auch reiner, hornblendefreier, Pyroxenandesit in verschiedener Ausbildung vertreten.

Die Herkunft dieser Gesteine ist dieselbe wie die eines Teiles der von Lacroix beschriebenen (Umgegend von Borjom und Abastuman) und es zeigen dementsprechend in der Tat meine Stücke und Schliffe manche Ähnlichkeit mit jenen, ohne jedoch mit einem einzelnen völlig übereinzustimmen.

Voran stelle ich einen olivinführenden Pyroxen-Amphibolandesit, ein ziemlich hellgraues Gestein, in dessen homogener, völlig dichter Grundmasse als Einsprenglinge schwarze Hornblendeprismen von nahezu 1 *cm* Länge am auffälligsten hervortreten; daneben bemerkt man kleinere, nur etwa 1 *mm* messende Krystalle eines grünen Pyroxens — wahrscheinlich Hypersthen — sowie einzelne Körner von Olivin. Auch ein einzelnes Quarzkorn wurde gefunden. Dagegen sind makroskopische Ausscheidungen von Feldspat nicht vorhanden.

Der Schliff zeigt ein gut individualisiertes Gemenge von Plagioklasleistchen und Pyroxensäulchen, zwischen denen höchstens eine geringe Menge Basis vorhanden sein kann, in deutlich fluidaler Anordnung.

Der Plagioklas ist nach seinen kaum 30° erreichenden Auslöschungswerten als Andesin bis saurer Labrador zu betrachten. Unter den Pyroxenen der Grundmasse herrscht der rhombische entschieden vor.

Unter den Einsprenglingen fehlt auch mikroskopisch der Feldspat. Am auffälligsten sind, wie auch makroskopisch, die Hornblenden allerdings nur im Zustande opacitischer Pseudomorphosen. Ihr Inneres wird vielfach von Grundmasse erfüllt, was sich schon dem bloßen Auge durch einen hellen Kern verrät. Außerdem umschließen sie öfter ziemlich große Biotitblättchen, die zuweilen fast den ganzen Querschnitt ausfüllen. In ähnlicher Weise treten auch ziemlich große Hypersthenkrystalle auf. Es dürfte kaum möglich sein, zu entscheiden, ob hier ursprüngliche Einschlüsse vorliegen oder vielleicht beim Zerfall der Hornblende eingetretene Neubildungen.

Von Pyroxenen ist auch unter den Einsprenglingen der rhombische durchaus überwiegend, in gut ausgebildeten meist ziemlich kleinen Individuen, die selbst durch Entwicklung (Skelettformen) und Größe in die Grundmasseindividuen übergehen. Der Pleochroismus ist sehr schwach, so daß kaum eigentlicher Hypersthen vorliegen dürfte.

Über den spärlich auftretenden Augit ist nichts besonderes zu bemerken.

Olivin erscheint in gut ausgebildeten Krystallen nahezu völlig frisch, jedoch nicht eben reichlich. Biotit tritt selbstverständlich nicht auf, ein Unterschied gegenüber ähnlichen von Lacroix beschriebenen Gesteinen von Borjom. Auch Quarz wurde im Schliff nicht gefunden.

Dem soeben beschriebenen äußerlich ziemlich ähnlich ist ein weiteres Gestein derselben Gegend, das sich jedoch bei näherer Untersuchung als wesentlich verschieden herausstellt. Seine hellgraue, nahezu weiße Grundmasse umschließt als makroskopische Einsprenglinge kleinere, nur etwa 2—5 *mm* lange Hornblendekrystalle sowie spärlichen Plagioklas. Im Schliff läßt die durchaus überwiegende Grundmasse eine nahezu holokrystallin körnige, fast mikrogranitisch zu nennende Struktur erkennen. Sie setzt sich mosaikartig zusammen

aus unregelmäßigen, oft gezackten Körnern oder rechteckigen, seltener leistenförmig gestreckten Feldspatindividuen sowie anderen Krystallkörnern, die bei gerundet rhombischem Umriß stets diagonal auslöschen und demnach wohl nur als Quarz gedeutet werden können.

Der Feldspat läßt häufig Zwillingsstreifung vermissen, und da auch die Lichtbrechung vielfach geringer als die des Kanadabalsams ist, so muß man wohl das Vorhandensein von Orthoklas in der Grundmasse annehmen.

Farbige Gemengteile sind an der Zusammensetzung der Grundmasse so gut wie gar nicht beteiligt; statt dessen bemerkt man nur faserige und schuppige Chloritaggregate. Magnetit ist nur ziemlich spärlich vorhanden, dagegen als akzessorischer Bestandteil bezeichnender Weise Titanit verhältnismäßig häufig.

Die Einsprenglinge werden von Plagioklas und Hornblende gestellt. Ersterer, meist gut ausgebildet und frei von bedeutenderen Einschlüssen, dagegen bereits ziemlich stark verwittert, besitzt Auslöschungsmaxima — in der Zone ⊥ {010} — von 30—35°, also zum Teil wenigstens ziemlich basische Mischung (Labrador); daß diese allerdings nicht gleichmäßig und durchweg herrschend ist, zeigt der schöne Zonenbau geeigneter Schnitte. — Die Hornblende, als Einsprengling wenigstens ebenso häufig wie der Plagioklas, ist durch ihre grüne Farbe ausgezeichnet bei kräftigem Pleochroismus: $\mathfrak{c}$ blaugrün, $\mathfrak{b}$ olivengrün, $\mathfrak{a}$ blaß gelblich. Die Auslöschungsschiefe beträgt im Durchschnitt 15—16°, steigt jedoch auch auf 20° und selbst 22°. Zwillingsbildung ist häufig. Die randliche Umwandlung in Opacit und verschiedene Verwitterungsprodukte ist ziemlich weit vorgeschritten und hat nur den größeren Individuen einen frischen Kern gelassen.

Von Pyroxenen oder Biotit fand sich keine Spur. Dagegen erscheinen mehrfach große, unregelmäßige Quarzkörner, meist durch Einschlüsse getrübt. Obwohl an ihnen keine Spur magmatischer Korrosion zu bemerken ist — was bei der sauren Natur des Gesteins kaum auffallen kann, — möchte ich sie ihrem ganzen Habitus nach nicht als Ausscheidungen des andesitischen Magmas, sondern als fremde Einschlüsse betrachten. Lacroix[1]) beobachtete in Andesiten der gleichen Gegend ebenfalls zahlreiche Quarzkörner, teils von Augitsäumen umgeben und aus diesem Grunde von ihm als Einschlüsse betrachtet.

[1]) L. c. 742, 745.

teils unter Verhältnissen, die nicht ohne weiteres erkennen ließen, ob Ausscheidung oder Einschluß vorliegt. So belanglos derartige Zufälligkeiten an sich erscheinen mögen, so verdient es doch eine gewisse Beachtung, daß uns solche Quarzeinschlüsse (wenn wir diese Auslegung akzeptieren wollen) gerade hier in den Gesteinen von Borjom wieder begegnen, wo sie bereits früher Lacroix fand, während ich fast in keinem anderen der vielen untersuchten Gesteine Armeniens (vgl. oben Aghulagh) dieses bei uns so häufige Vorkommnis beobachtete.

In einem anderen Falle erwähnt Lacroix [1]) das Auftreten von Orthoklasbruchstücken als vermutlich ebenfalls — gleich jenen Quarzen — aus älteren Gesteinen stammende Einschlüsse. Ein ähnliches und wahrscheinlich ebenso zu deutendes Bruchstück fand ich in dem sogleich zu beschreibenden Augitandesit.

Was unser Gestein selbst betrifft, so stellt es offenbar einen nach Struktur und Zusammensetzung eigenartigen Typus dar, dem ich von allen mir durch Anschauung bekannt gewordenen kaukasischen Gesteinen kein anderes als völlig gleichwertig zur Seite zu stellen wüßte. Wegen des beträchtlichen Quarzgehaltes der Grundmasse gehört es zweifellos zu den Daciten und muß nach dem allein vorhandenen farbigen Gemengteil als Amphiboldacit bezeichnet werden. Diese Diagnose wird bestätigt durch den hohen Kieselsäuregehalt; ich fand 68·36% SiO_2. Auch in der Literatur finde ich wenige Beschreibungen von Gesteinen unseres Gebietes, die einen eingehenden Vergleich hiermit zulassen. Einzelne Eigentümlichkeiten dieses sowie des vorhergehenden Gesteins finden sich in dem von Lacroix beschriebenen Materiale wieder. Ich möchte in dieser Beziehung das Auftreten einer grünen, stark pleochroitischen Hornblende mit zirka 15° Auslöschungsschiefe in dem von ihm als „andésite rhyolitique à hypersthène, amphibole et pyroxène“ bezeichneten Gestein [2]) hervorheben, da mir grüne Hornblende sonst nur vom Elbrus bekannt geworden ist. Im übrigen weicht aber das betreffende Gestein von dem hier beschriebenen nicht nur durch seinen Gehalt an — rhombischem und monoklinem — Pyroxen sowie Biotit ab, sondern auch durch die Beschaffenheit der Grundmasse, die als glasreich mit großen Sphärolithen geschildert wird. Immerhin möchte

[1]) L. c. 742.
[2]) L. c. 744.

ich annehmen, daß dieser „rhyolithische Andesit" unserem Dacit recht nahe steht, vielleicht nur eine andere Erstarrungsform desselben Magmas darstellt. Ein dem hier besprochenen nahe verwandtes und auch ähnlich ausgebildetes Gestein liegt offenbar in dem von Pelikan[1]) beschriebenen „Hornblendeandesit von Katharinenfeld" vor. Die Grundmasse besteht zu etwa ein Drittel aus Quarz, als Einsprenglinge figurieren Plagioklas (Andesin-Labrador) und grüne Hornblende. Die Ähnlichkeit mit unserem Vorkommen scheint sich der Beschreibung zufolge auch auf die äußere Erscheinung zu erstrecken.

Zwei weitere Gesteine von Borjom müssen trotz ihres ganz verschiedenen Aussehens als wesentlich gleichartig zusammengefaßt werden. Es sind typische Pyroxen-(Hypersthen-Augit-)Andesite, die sich voneinander nur durch die mehr oder weniger glasige Ausbildung unterscheiden. Das eine Stück ist grau und weißlich gefleckt, matt, von felsitischem respektive lithoidischem Aussehen, mit ebenflächiger feinplattiger, fast an Schieferung erinnernder Absonderung. Das andere Stück besitzt schwarze Farbe, pechartigen Fettglanz und flachmuscheligen Bruch, bei glasigem Habitus. Makroskopische Ausscheidungen sind weder in der grauen, noch in der schwarzen Varietät wahrzunehmen; ein vereinzeltes Quarzkorn in der ersteren muß jedenfalls als Einschluß betrachtet werden. Unter dem Mikroskop zeigen Schliffe beider Stücke wesentlich dasselbe Bild. Die Grundmasse baut sich auf aus gut entwickelten Plagioklas- und Pyroxenmikrolithen, die in eine mehr oder weniger reichliche Basis eingebettet sind. Letztere ist, wie schon das Aussehen erwarten ließ, in der schwarzen Varietät bedeutend reichlicher vorhanden, so daß diese als ein vitrophyrischer Augitandesit bezeichnet werden kann. Die Farbe dieses Glases ist hier licht kaffeebraun, klar und durchsichtig, während die Basis der grauen Varietät globulitisch körnig entglast ist und, wie gesagt, an Masse mehr zurücktritt. Die Ausbildung der krystallinen Bestandteile ist dagegen in beiden Fällen wesentlich dieselbe. Die Mikrolithen des Plagioklases haben nicht nur Leisten-, sondern vielfach auch Tafelform bei angenähert rechteckigem Umriß oder skelettartiger Ausbuchtung der Schmalseiten.

[1]) Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasusländern. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. 1894, pag. 91.

Die vorherrschend geringen Auslöschungsschiefen lassen auf ziemlich saure Glieder der Reihe — Oligoklas bis Andesin — schließen, wenngleich vereinzelt auch Labrador entwickelt ist. Unter den Pyroxenen herrscht der rhombische in gut ausgebildeten Prismen oder skelettartigen Formen. Einsprenglinge fehlen auch unter dem Mikroskop so gut wie ganz; einige unregelmäßige Opacithaufen und augenartige Pyroxenaggregate sind zu unvollkommen, um bestimmte Schlüsse auf etwa präexistierende Krystallausscheidungen zu gestatten, außerdem ist ihr Auftreten zu vereinzelt, als daß es für die Charakteristik des Gesteins irgendwie von Belang sein könnte. In der schwarzen glasreichen Varietät fand sich das früher erwähnte Feldspatbruchstück, das jedenfalls — gleich dem Quarzkorn in der grauen Abart — als einem älteren Gesteine entstammender Einschluß zu deuten ist.

4. Obsidiane von Eriwan. (Kötan Dagh und Berg Hadis.)

Echte Obsidiane scheinen in Armenien wenig verbreitet zu sein und nur an vereinzelten, eng begrenzten Fundorten aufzutreten. Allerdings neigen manche der kieselsäurereichen Eruptivgesteine zu mehr oder weniger glasiger Ausbildung und finden wir demgemäß solche Vorkommen in der Literatur als „Obsidian“ oder „Obsidianporphyr“ erwähnt, doch handelt es sich hierbei wohl meist nur um vitrophyrische Formen der gewöhnlichen andesitischen Typen. So wird bei Abich[1]) die Analyse einer „Obsidianlava“ vom Samsar mitgeteilt, deren Kieselsäuregehalt mit 63·298% sich jedoch durchaus in den Grenzen der andesitischen Gesteine hält, wie auch der hohe Ca- und Mg-Gehalt sowie das Verhältnis der Alkalien durchaus dieser Gruppe entspricht.

Gegenüber solchen nur als besonders glasreiche Modifikationen der gewöhnlichen Typen zu betrachtenden Vorkommen steht jedoch eine kleine Gruppe vulkanischer Gläser, die nach Habitus, Struktur sowie auch ihrer chemischen Zusammensetzung zufolge eine selbständige Stellung einnehmen und als wirkliche Obsidiane (resp. Bims-

[1]) „Geol. Forsch.“, III, 156, Nr. XII'. SiO_2 63·298; Al_2O_3 19·358; Fe_2O_3 4·806, FeO Spur; MnO 0·018; MgO 2·218; CaO 4·414; Na_2O 3·766; K_2O 1·921; Glühverlust 0·201. — Das zugehörige Gestein wird in den Anm. auf pag. 159 als „Bronzittrachytlava“ bezeichnet und figuriert in der petrographischen Beschreibung auf pag. 100 als „Rhyolithlava vom Samsar“.

steine, Perlite), d. h. glasige Formen liparitischen Magmas gelten müssen.

Da die mineralogischen Kennzeichen bei der Betrachtung dieser nahezu rein glasigen Glieder versagen, nehme ich als entscheidendes Merkmal für die Zurechnung zu dieser Gruppe einen Kieselsäuregehalt, der 70% (die durchschnittliche obere Grenze der Dacite) erheblich übersteigt. Es würden dann als echte, d. h. liparitische Obsidiane von bisher beschriebenen kaukasischen Gesteinen folgende zu gelten haben:

1. „Brauner Obsidian vom Kl. Ararat" (mit 77·27%, $Si\,O_2$).

2. „Obsidianporphyr vom Gr. Ararat" (mit 77·60%, $Si\,O_2$).

3. „Obsidian vom Kiotangdag" (mit 77·42% $Si\,O_2$).

Alle drei von Abich[1]) beschrieben und analysiert. Diesen würde sich als

4. der von Kenngott[2]) beschriebene „kaukasische Obsidian" mit 75·83% $Si\,O_2$ beigesellen.

Anderweitige hierher gehörige Gesteine scheinen aus unserem Gebiete bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen zu sein. Erwähnt wird von Abich noch das Vorkommen Piketdagh im vulkanischen Meridiangebirge von Achalkalaki am Nordrande des Sees von Toporawan als „die einzigen wirklichen Obsidiane" jenes vulkanischen Bergzuges. Einen weiteren Hinweis auf das Auftreten gleicher oder ähnlicher Gesteine enthält schließlich noch die das große Werk von Abich begleitende „geologische Karte des russisch-armenischen Hochlandes". Es sind hier mit der gleichen Signatur wie der Kötundagh noch bezeichnet: 1. Boosdagh und Dawagösu, beide nahe beieinander auf dem Agmangan-Plateau gelegen, nicht weit vom Südrande des Goktschasees, 2. der Schachgöll im Daratschitschakgebirge, 3. der Gr. Bogotíi am Südwestfuß des Aragatz, 4. eine Reihe kleinerer Kegel längs des Südrandes des Plateaus von Kars. Die Farbenerklärung der Karte definiert das Gestein dieser Punkte als: „Obsidian, Perlit, Bimssteinbildungen, Obsidianlaven, Konglomerate und Breccien."

---

[1]) „Über die geol. Nat. d. armen. Hochlandes", 43f. Es sind die bereits früher — diese „Mitt.". XIX, 259 — erwähnten, von Parrot gesammelten Stücke.

[2]) L. c.

Eingehende Beschreibungen auf Grund mikroskopischer Untersuchung liegen vor von Kenngott[1]), ferner von K. Moehl[2]), schließlich auch die Bemerkungen von Lagorio[3]) über die glasigen Formen der Andesite des Kaukasus. Weitaus die genaueste und wertvollste Darstellung enthalten die beiden Arbeiten von Kenngott. Leider ist, wie früher schon ausgeführt wurde, die Angabe, bzw. die Herkunft seines Materiales ziemlich unbestimmt, und es darf wohl bezweifelt werden, ob es überhaupt — wie angegeben — vom Ararat stammt.

Die mir vorliegenden Stücke stammen von Kötan-Dagh[4]) und seinem Nachbar, dem südöstlich gelegenen Berge Hadis, beide nicht weit von Eriwan, an oder nahe der Straße Tiflis-Eriwan gelegen. Die reiche Arzrunische Kollektion wird durch meine eigenen Aufsammlungen nur um eine Anzahl gleichartiger Stücke vermehrt, ohne daß neue Typen hinzukämen. Die äußere Erscheinungsform ist, wie so häufig bei derartigen saueren Glasgesteinen, eine höchst mannigfaltige; besonders tritt dies an den Stücken vom Berge Hadis hervor. Man könnte, rein äußerlich betrachtet, etwa folgende Haupttypen aufstellen:

1. Homogener, meist schwarzer Obsidian; zu diesem gehört als besondere Varietät der schillernde Obsidian.
2. Eutaxitischer Obsidian.
3. Agglomeratischer Obsidian.

Natürlich sind diese hier angenommenen Hauptformen nicht streng geschieden, sondern durch Übergänge miteinander verbunden. Außerdem können in jeder Gruppe die verschiedensten Modalitäten der strukturellen Ausbildung auftreten: bald rein glasig, bald mehr lithoidisch bzw. sphärolithisch; bald kompakt, bald blasig aufgelockert bis zum Bimssteinartigen. Diese Strukturabänderungen er-

---

[1]) L. c.

[2]) „Kaukasische Gesteine“ in O. Schneider. „Naturw. Beitr. z. Kenntn. d. Kaukasusländer“.

[3]) Die Andesite des Kaukasus. „Diss. Dorpat“ 1878, pag. 32 ff.

[4]) Ich schließe mich in der Schreibweise des Namens der Arzrunischen Etiquette an. Derselbe schreibt an anderer Stelle („Verhdl. d. Ges. f. Erdk.“, 2, Berlin 1895) Guthan-Dagh. Abich hat Kiotang dagh und Kiotandagh. Die russische Karte schreibt Ketan Dag. Im Führer der Araratexkursion des VII. internat. Geol.-Kongresses steht Gouthan dagh.

greifen bald die ganze Masse, bald erscheinen sie an bestimmte Lagen gebunden, so daß auf verschiedene Weise Bänderung und eutaxitische Schichtung entsteht. Ein besonderes Interesse bietet die dritte Gruppe und die Übergangsformen, die sie mit der zweiten verknüpfen. Es wiederholen sich hier die früher[1]) bei der Besprechung der Agglomeratlaven des Elbrus geschilderten Verhältnisse. Wie dort sind die älteren Fragmente schwarz, die umhüllende jüngere Lava rot. Die Bruchstücke zeigen teils die ursprüngliche eckige Form bei scharfer Begrenzung, teils scheinen sie in Auflösung begriffen mit der umgebenden Masse zu verfließen, teils endlich sind sie zu völlig ebenen, parallelen Lagen ausgezogen. Bewundernswert erscheint bei diesen so entstandenen agglomeratischen Eutaxiten die absolute Ebenflächigkeit und Parallelität der einzelnen Lagen, wodurch solche Stücke im Bruch eine vollkommen regelmäßige, geradlinige Streifung und Bänderung bekommen. Ohne die mannigfachen Übergänge und namentlich ohne die Stütze, die eine solche Erklärung dieser eutaxitischen Gläser durch die analoge, aber vielleicht noch deutlichere Ausbildung derselben Erscheinung bei den Elbruslaven findet, würde ich es kaum wagen, ihre Entstehung aus Agglomeraten anzunehmen. Übrigens verliert sich das Befremdende, was der Vorstellung von der Herausbildung einer so vollkommenen Parallelanordnung aus einer zunächst regellosen Anhäufung von Einschlüssen anhaftet, wenn man bedenkt, daß ja auch die auf andere Weise ausgeprägte eutaxitische Schichtung (poröse, bimssteinartige Lagen in dichtem Obsidian, sphärolithische oder lithoidische Schichten in rein glasigen etc.) die gleiche Regelmäßigkeit zeigen, und daß es für das Resultat gleichgültig sein muß, ob das Material zu den einzelnen eutaxitischen Lagen von ursprünglich abweichend zusammengesetzten, bzw. verschieden imprägnierten Schlieren oder von erweichten und plastisch gewordenen Einschlüssen geliefert wurde. Für eine solche Entstehung eutaxitischer Struktur ist außer Iddings[2]) u. a., auch P. Wenjukoff[3]) eingetreten.

[1]) Diese „Mitt.", XIX, 224.

[2]) „Nature and origine of lithophysae and the lamination of igneous rocks." — „Amer. Journ. of science", XXXIII (1887), pag. 43f.

[3]) Die eutaxitischen Gläser der Liparite. — „Travaux de la soc. des naturalistes de St. Pétersbourg, XXI, 1890.

Von Interesse war es mir, mit diesen kaukasischen Vorkommen völlig übereinstimmende Stücke von agglomeratischen, in ganz gleicher Weise rot und schwarz gefleckten und gebänderten Massen unter den Obsidianen des Guamanigebirges in Ecuador zu sehen, die in der sehenswerten vulkanologischen Abteilung des Grassi-Museums in Leipzig von Herrn Dr. Stübel ausgestellt sind.

Die mikroskopische Untersuchung der äußerlich so verschieden erscheinenden Gesteine ergab wenig bemerkenswertes. Die Glasmasse erscheint bei den makroskopisch dichten, homogenen und rein glasigen Varietäten auch unter dem Mikroskop durchaus gleichartig: farblos klar und absolut strukturlos, höchstens weist sie ein Netzwerk feiner unregelmäßiger (nicht perlitischer) Sprünge auf, ein „Craquelé".

Demgegenüber zeigt die Glasmasse der schlierigen eutaxischen, der blasigen und bimssteinartigen Formen eine charakteristische Struktur durch ihre Anordnungen zu welligen oder gewundenen Strähnen oder Strängen von gelber Farbe meist mit deutlicher Doppelbrechung. Wo beide Formen miteinander in Verbindung treten, wie in den Agglomeraten, unterscheidet man sehr deutlich das klare, strukturlose Glas der aus dichtem, schwarzen Obsidian bestehenden Einschlüsse von den fluidal gewundenen Strähnen der umhüllenden roten Masse. Wenn diese Glasstränge den höchsten Grad welliger Krümmung erreichen, wie dies bei blasiger, bimssteinartiger Ausbildung geschieht, so entsteht ein der „Aschenstruktur" ähnliches Bild, und man kann sich leicht vorstellen, daß durch Zerstäubung solchen Materiales ein Tuff von entsprechender Struktur gebildet werden kann.

Durch Spannungsverhältnisse bedingte Doppelbrechung mit schwarzem Kreuz ist oft hübsch an perlitischem Obsidian zu sehen, der als linsenförmige Partien in porösen Varietäten eingelagert erscheint. Neben dem strukturlosen und dem strähnig entwickelten, stets klaren Glase tritt in manchen dichten Obsidianen, regelmäßig aber bei bimssteinartiger Ausbildung noch ein anderes körnig getrübtes Glas von schmutzig graubrauner Farbe auf, in wechselnder Menge, aber stets nur in kleinen begrenzten, meist eiförmigen Massen. Gaseinschlüsse und Poren sind oft massenhaft entwickelt. Wie Kenngott[1]) bereits 1870 nachwies, ist der Schiller mancher

[1]) L. c. 63 f.

kaukasischer Obsidiane auf den Lichtreflex an den Wandungen parallel geordneter flacher Hohlräume zurückzuführen. Wo diese Poren, wie an manchen mir vorliegenden Stücken, schon mit bloßem Auge sichtbar sind, ist dieser Zusammenhang ohne weiteres zu erkennen. Später hat bekanntlich Tenne[1]) das Schillern mexikanischer Obsidiane gleichfalls durch parallel geordnete, aber spindelförmige Hohlräume erklärt. Die Erscheinung ist natürlich in beiden Fällen eine etwas verschiedene und tritt beim kaukasischen Obsidian am stärksten in der Ebene der flachen Poren auf. Sonst sind auch hier die Gasporen oft spindelförmig, dann meist parallel geordnet und bedingen durch Anhäufung in bestimmten Ebenen oft Lagenstruktur, auch Absonderung nach diesen Ebenen.

Individualisierte Ausscheidungen spielen naturgemäß nur eine sehr geringe Rolle. Fast nie wachsen sie über Mikrolithengröße und -Form hinaus. Unter den mineralogisch definierbaren Elementen steht obenan der Feldspat, zumeist wohl Sanidin. Die Form ist die von Leisten, Krystallskeletten und winzigen, an den Ecken gezackten Täfelchen, häufiger noch von ganz unregelmäßigen Fetzchen, die eine genauere Bestimmung aussichtslos erscheinen lassen. Quarz wurde nur einmal, als größeres (zirka 1 *mm*) unregelmäßiges, zersprungenes Korn beobachtet. Farbige Minerale fehlen nahezu gänzlich. Vereinzelt finden sich hin und wieder eine etwas größere Hornblendenadel sowie braune Schüppchen, die wohl dem (?) Biotit zugehören, dagegen kein Mineral der Pyroxenfamilie. — Etwas besser ausgebildet erscheinen zwei akzessorische Minerale: Apatit und Zirkon. Namentlich der Apatit ist recht häufig und findet sich in charakteristischen langen Prismen, oft an einem oder an beiden Enden mit verjüngtem Fortsatz, wie sie auch Kenngott (Fig. 14—18) abbildet.

Auch die zur Ordnung der Krystalliten gehörigen Ausscheidungen sind meist nicht besonders reichlich und in ihren Formen ziemlich eintönig. Es scheinen die von Kenngott untersuchten Obsidiane in dieser Beziehung bedeutend reichhaltiger gewesen zu sein. Allgemeine Verbreitung in allen untersuchten Schliffen besitzen nur die Beloniten, doch sind auch sie keineswegs überall häufig. Sie

[1]) Über Gesteine des Cerro de las navajas in Mexiko. — „Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.", XXXVII (1885), 610.

bieten sich in Form kurzer, gerader — oder auch leicht gekrümmter — an den Enden zuweilen etwas verdickter Stäbchen. Die Endigungen erscheinen meist gerundet, in anderen Fällen aber auch eingekerbt oder gespalten, seltener geradlinig (? pyramidal oder domatisch) zugespitzt. Die Farbe ist ein sehr blasses Grün. Die Länge schwankt gewöhnlich zwischen 0·08 und 0·17 *mm*, die Dicke beträgt zirka $^1/_{10}$ bis zu $^1/_3$ der Länge. In einem Schliffe schillernden Obsidians vom Berge Hadis fanden sich wahre Riesen von 0·3 bis 0·4 *mm* Länge. — Verteilung und Anordnung dieser Gebilde erscheinen sehr unregelmäßig, wie dies ja auch schon F. Zirkel in seinen grundlegenden Untersuchungen über die glasigen Gesteine[1]) betont hat. — Doppelbrechung ist, wenigstens in manchen Fällen, deutlich zu beobachten; sie ist dann fast immer mit sehr schiefer Auslöschung (40°—45°) verbunden. Eine sehr eigentümliche Struktur zeigen die schon erwähnten ungewöhnlich großen Beloniten in dem schillernden Obsidian vom Berge Hadis. Doppelbrechung und schiefe Auslöschung sind an ihnen besonders gut zu beobachten, dabei erscheinen sie zwischen gekreuzten Nikols der Länge nach durch eine feine Linie geteilt, Diese Teilung scheint indessen keine Zwillingsbildung anzudeuten, da beide Hälften stets gleichzeitig auslöschen. Die angeführten Charaktere scheinen, wenn daraus überhaupt auf eine bestimmte Spezies geschlossen werden darf, für Augit zu sprechen. Mit den letzterwähnten, offenbar völlig übereinstimmenden Bildungen sind der von Michel-Levy[2]) gegebenen Beschreibung zufolge die Beloniten in dem Obsidian von Demenegaki auf Milo, wie auch die ebendort gegebene Abbildung des Gesteins durchaus den betreffenden Varietäten unserer kaukasischen Obsidiane gleich. Andere krystallitische Gebilde werden nur ganz vereinzelt gefunden. In einem Schliffe eines schwarzen dichten, nahezu homogenen Obsidians vom Berge Hadis erscheinen neben dicken doppelbrechenden Beloniten der geschilderten Art trichitische Gebilde, meist in Form eines wirren Schopfes, oft an ein Magnetitkorn angeheftet, wie sie auch Kenngott in seinen Schliffen beobachtete und abgebildet hat.

---

[1]) „Zt. d. deutsch. geol. Ges.“ XIX (1867), S. 41.

[2]) Fouqué et Michel-Levy, „Minéralogie micrograph.“, Pl. XVI, 2; die betreffenden Beloniten werden in der Tafelerklärung charakterisiert als: „tantôt arrondis“, „tantôt bifides“, gleich darauf heißt es von ihnen: „affectent des formes cristallines mâclées“.

Doch werden auch diese feinen Haare bei stärkerer Vergrößerung blaßgrün-durchsichtig, so daß diese Büschel nicht als echte Trichite, sondern als sehr dünne gekrümmte Belonite zu betrachten sind, gleich den von F. Zirkel[1]) beschriebenen und abgebildeten. Echte Trichite, korkzieherartig gewunden, sah ich nur in einem Schliff eines schwarzen Obsidians. Schwarze Körnchen, von denen es zunächst zweifelhaft ist, ob sie zum Magnetit gehören, treten nur in einzelnen Abarten reichlicher auf, dann meist zu schnurgeraden Streifen (resp. Ebenen) geordnet.

Von einer Beschreibung der mir vorliegenden Stücke und Schliffe im einzelnen glaube ich absehen zu dürfen, da einerseits diese Gesteine bei aller Mannigfaltigkeit der äußeren Erscheinungsweise doch nur das wiederholen, was auch die Obsidiane anderer Fundorte zeigen, und andererseits diese Vorkommen, wie oben angegeben, schon wiederholt eingehende Darstellnng gefunden haben.

Von den beiden in Betracht kommenden Fundorten zeigt Kötau Dagh einen ziemlich einförmigen Gesteinshabitus: neben schwarzen, meist der schillernden Varietät angehörigen Obsidianen, die genau mit der von Kenngott für die angeblich vom Ararat stammenden Stücke gelieferten Beschreibung übereinstimmen, liegen von hier nur noch rötlichgelbe bis graue, mehr lithoidische Abarten vor, oft linsenförmige Massen perlitischen Obsidians umschließend, sowie andere fein poröse, bimssteinartiger Ausbildung sich nähernde.

Größer ist die Verschiedenheit der glasigen Produkte des benachbarten Berges Hadis. Ihm gehören die agglomeratischen, sowie die daraus hervorgegangenen eutaxitischen, gestreiften Massen an. Ebenso finden sich hier die in abwechselnden Lagen bald dicht, bald porös und bimssteinartig entwickelten Gläser. Daneben fehlen auch nicht die gleichmäßig dichten und schwarzen, sowie die schillernden oder auch ganz schaumig aufgeblähten Abarten. Immerhin sind alle diese für das Auge so auffälligen Verschiedenheiten doch nur äußerlicher Natur, so daß es genügt, auf ihr Vorhandensein hingewiesen zu haben.

Nähere Betrachtung dagegen verdienen zwei Gesteine desselben Fundortes, die wegen ihrer abweichenden Entwicklung nicht mehr

---

[1]) L. s. c. 741 u. Taf. XIII, Fig. 7.

zu den Obsidianen gerechnet werden können, aber wegen der räumlichen Verknüpfung doch hier ihren Platz finden müssen.

Das eine dieser Gesteine ist ein ausgezeichneter „Eutaxit“ mit feinen grauen und rötlichen Schichten, die im Querbruch wellig gebogen, wie durcheinander geknetet erscheinen, während in einem darauf senkrechten (Längs-) Schnitt die einzelnen Streifen geradlinig, parallel liegen. Das Ganze hat fast das Aussehen eines fossilen Holzes. Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein durchweg, wenn auch sehr mangelhaft, individualisiert, aufgebaut aus etwa millimeterstarken Lagen parallel orientierter doppelbrechender Fasern von ungefähr gerader Auslöschung, abwechselnd mit ebensolchen, aus ganz kleinen Sphärolithen bestehenden Schichten. Die Fasern sind so innig verflößt und verfilzt, daß einzelne Individuen kaum zu erkennen sind. Zuweilen sieht man eine Andeutung von einfacher Zwillingsteilung. Die Auslöschung ist, wie gesagt, annähernd gerade und die Lichtbrechung schwach, so daß man in diesem Falle wohl Sanidinmikrolithe vermuten darf. Daneben lassen sich deutlich gestreifte, schief auslöschende Plagioklase nur vereinzelt nachweisen. Der zweite Hauptbestandteil, das sphärolithische Element, besteht nur zum Teil aus selbständig entwickelten Kügelchen; häufiger sind mehrere benachbarte zu langen zweizeiligen Strängen mit durchgehender Achse verschmolzen. An eigentlichen Krystallausscheidungen, speziell an farbigen Gemengteilen, ist das Gestein äußerst arm. Es fanden sich nur noch schlecht entwickelte, terminal gegabelte oder ausgefaserte Krystallnädelchen von grünlichgelber oder bräunlicher Farbe, die etwa an Akmit erinnern.

Das Gestein selbst wird am besten als ein eutaxitischer Liparit, analog den von Wenjukow[1]) beschriebenen von der Insel Unga (Kamschatka) und der Marekanka, zu bezeichnen sein.

Läßt sich dieses sphärolithische Gestein noch als eine, nur in der Ausbildungsweise abweichende Modifikation der am Berge Hadis herrschenden Obsidiane auffassen, so erweist sich ein anderes, gleichfalls nur in einem Stück vertretenes Gestein von demselben Fundorte nach Struktur und Mineralzusammensetzung so völlig abweichend, daß es nicht mehr in derselben Gruppe untergebracht werden kann, sondern als Augitandesit bezeichnet werden muß. Leider enthält

---

[1]) L. c.

die betreffende Etikette der Arzrunischen Kollektion keine Angaben über seine Beziehungen zu den glasigen Gesteinen. Nach seiner völlig verschiedenen Beschaffenheit müßte man annehmen, daß es von einer selbständigen Eruptivmasse herrührt. Auf diesen Punkt wird weiter unten zurückzukommen sein.

Makroskopisch sieht man an dem Stück nur eine rötlich und grau marmorierte, ziemlich feinkörnige Masse, in der keinerlei Ausscheidungen erkennbar sind. Dagegen zeigt sich auf zahlreichen Klüften ein feiner Überzug winziger, offenbar durch Sublimation gebildeter Kryställchen.

Auch unter dem Mikroskop sind Einsprenglinge spärlich und klein. Feldspate kommen als selbständige ältere Generation überhaupt kaum vor, denn auch die größeren Individuen tragen noch mikrolithischen Habitus. Dagegen besitzen die zwar auch nur ziemlich vereinzelt auftretenden größeren Augite von gelber Farbe deutlichen Einsprenglingscharakter. Außerdem finden sich nur noch braunschwarz durch Eisenoxyde gefärbte Pseudomorphosen, deren Umrisse auf Olivin schließen lassen. Das Gestein nähert sich hierdurch, sowie auch in seinem sonstigen Habitus den olivinführenden Andesiten an der grusinischen Straße.[1]) Die das Gestein fast ausschließlich aufbauende Grundmasse ist nahezu holokrystallin; wenigstens ist Basis kaum zu erkennen. Sie besteht aus großen, schön entwickelten, leistenförmigen Plagioklasmikrolithen, die in einem Gewirre feinerer Leisten und Körnchen liegen, zeigt also den „bimagmatischen" Typus. Daneben finden sich teils gelb gefärbte — gleich den Einsprenglingen — teils blaßgrüne Augitmikrolithe. Rhombischer Pyroxen wurde nicht gefunden. Den Auslöschungswerten zufolge (Max. 34°—35° bei 22° Diff.) müssen die Plagioklase der Grundmasse zum Labrador ($Ab_3\, An_4$ nach Michel-Levy) gestellt werden. Die kleinsten Grundmasse-Feldspate lassen eine sichere Bestimmung kaum zu; möglicherweise sind sie saurer.

Dieser durch das Mikroskop ermittelten Mineralzusammensetzung entsprechend ist der Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteins verhältnismäßig niedrig; ich fand im Mittel von zwei Bestimmungen[2]): $SiO_2 = 53{\cdot}87\%$.

---

[1]) Diese Mitt., XIX, 238 und 240.

[2]) Ausgeführt an zwei verschiedenen Stücken, wobei sich SiO_2 zu 53·67% bez. 54·08% ergab.

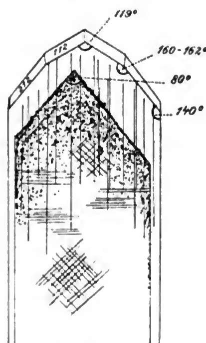
Besonders interessant sind an dem Gestein die erwähnten auf Spalten sublimierten Mineralbildungen Das ganze Aussehen dieser Krystallkrusten erinnert sofort an das bekannte Vorkommen vom Aranyer Berg und die nähere Untersuchung zeigt, daß man es hier mit derselben und offenbar unter ganz gleichen Verhältnissen gebildeten Paragenesis zu tun hat. Mit bloßem Auge oder mit der Lupe unterscheidet man flache Prismen bzw. längliche Täfelchen von brauner Farbe, fast glanzlos, höchstens 0·5 *mm* Länge erreichend und noch kleinere, punktartige, stark metallglänzende Blättchen. Unter dem Mikroskop betrachtet geben sich diese Bestandteile leicht als Hypersthen — in der Varietät des „Szaboit“ — und Eisenglanz zu erkennen. Daneben bemerkt man nun auch noch, ganz wie beim Aranyer Berg, den Pseudobrookit. Die winzigen Kryställchen des letzteren entziehen sich leicht der makroskopischen Wahrnehmung, zumal sie auch an Zahl sehr hinter den beiden anderen Bestandteilen zurückstehen, dagegen sind u. d. M. die rechteckig begrenzten, stark längsgestreiften, braun durchscheinenden Täfelchen mit dem metallähnlichen Oberflächenglanz und ihren, zwischen gekreuzten Nikols auftretenden, lebhaft in Rot und Grün spielenden Interferenzfarben unverkennbar.

Während die Ausbildungsweise des Eisenglanzes und des Pseudobrookits keine Besonderheiten darbietet, möchte ich mit einigen Worten noch auf die Beschaffenheit der Hypersthenkryställchen eingehen. Die äußere Form entspricht genau der von Krenner[1]) gegebenen Umrißzeichnung des „Szaboits“; flache, längsgestreifte Prismen, tafelig nach {010}, mit zweifacher Zuschärfung, entsprechend dem Auftreten der Flächen {112} und {212}. Ich maß hieran die ebenen Winkel 140° (nach Krenner: 139°53′), 160 — 162° (Krenner: 160°48′) und 119° (Krenner: 118°38′). Außer der vertikalen Streifung ist auf dem herrschenden {010} auch eine horizontale zu beobachten sowie das System sich rechtwinklig kreuzender diagonal verlaufender Linien, genau wie sie an den ungarischen Vorkommen beschrieben werden. Die horizontalen und die diagonalen Liniensysteme treten erst bei der Zersetzung deutlich hervor. Eigentümlich ist der Erhaltungszustand der Kryställchen. Wie schon die braune Farbe zeigt, sind sie fast stets mehr oder weniger verändert und dadurch undurchsichtig. Die Oberfläche zeigt dann im reflektierten Licht einen bunten

[1]) Über den Szaboit. Zeitschr. f. Kryst., IX, 255; Taf. IX, Fig. 2.

metallischen Schiller, der wohl durch Bildung feinster Eisenglanzschüppchen bedingt ist. Merkwürdigerweise — und darin liegt ein Unterschied gegen das ungarische Vorkommen — zeigt nur der innere Teil der Krystalle dies Verhalten, während eine breitere oder schmälere Außenzone völlig klar und durchsichtig bleibt. Es erscheint also ein undurchsichtiger brauner Kern von einem farblos durchsichtigen, an den Seiten meist schmalen, an den Enden oft breiter werdenden Saum umgeben. Dabei ist die Begrenzung dieses dunklen Kernes vollkommen geradlinig, an den Seiten der Längsachse (c), am Ende der Kante {010} {212} parallel, so daß man den spitzen Winkel

Fig. 1.



der Pyramide von zirka 80° (genau 80° 14′) hier fast ebenso gut wie an den betreffenden Krystallkanten selbst messen kann.

Über die chemische Zusammensetzung der kaukasischen Obsidiane sind wir bereits durch verschiedene ältere Analysen orientiert. Wenn ich von Abichs „Obsidianporphyr“ vom Großen Ararat (mit 77·60% SiO_2) und seinem „braunen Obsidian“ vom Kleinen Ararat (mit 77·27% SiO_2) absehe, kommt für uns hier in erster Linie die gleichfalls von Abich [1]) mitgeteilte Analyse des Obsidians vom Kötan Dagh, sowie die beiden in Kenngotts Beschreibung enthaltenen Analysen von J. Wislicenus in Betracht. Von einem schwarzen, schillernden Obsidian vom Kötan Dagh (Koll. Arzruni) wurde eine Analyse im Laboratorium des Herrn Professor Stahlschmidt an der technischen

[1]) Über d. geol. Nat. d. arm. Hochlandes, Nr. 3, pag. 46.

Hochschule zu Aachen ausgeführt, deren Ergebnis nachstehend unter 1. mitgeteilt ist. Ferner fand sich im Arzrunischen Nachlaß die unter 2. mitgeteilte Analyse von kaukasischem Obsidian, bezüglich deren leider nicht zu ermitteln war, an welchem Material sie ausgeführt ist; jedenfalls kommen nur Kötan Dagh oder Hadis überhaupt in Frage. Eine Zusammenstellung dieser mit den vorhandenen älteren Analysen möge hier folgen:

	1. Kötan Dagh (D = 2·3486)	2. ?	Wislicenus I	Wislicenus II	Abich
SiO_2 . .	74·13	74·61	75·33	75·83	77·42
TiO_2 . .	Spur	—	—	—	—
Al_2O_3 . .	13·88 [1]	14·20	13·96	12·62	12·08
Fe_2O_3 . .	0·96	1·40 (Fe₂O₃ + FeO)	2·10	2·00	3·05
FeO . .	0·75				
MnO . .	0·18 [1]	Spur	0·27	0·14	—
CaO . .	0·92 [1]	0·84	2·11	1·47	2·73
MgO . .	0·15 [1]	0·07	0·78	0·53	Spur
Na_2O . .	4·68	4·72 [2]	3·57	4·07	4·32 (Na_2O + K_2O)
K_2O . .	5·01	4·16	3·79	3·60	
Cl . . .	0·09				
P_2O_5 . .	0·0007				Glühverl. 0·57
	100·4807	100·00	101·91	100·30	99·97

Augenscheinlich ist bei Abich die Kieselsäurebestimmung zu hoch ausgefallen, hauptsächlich wohl auf Kosten der Tonerde, der Alkaliengehalt dagegen wohl zu niedrig gefunden. [3]) Im übrigen zeigt sich fast durchweg eine befriedigende Übereinstimmung, so daß auf ein nahezu gleiches Material geschlossen werden kann.

Nach diesen analytischen Resultaten muß man wohl unsere Obsidiane, wie oben geschehen, als liparitische Gläser betrachten. Dafür spricht nicht nur die absolute Höhe des SiO_2-Gehaltes, sondern

[1]) Mittel aus zwei Bestimmungen.

[2]) Aus Differenz.

[3]) Analoge Abweichungen, fast um dieselben Beträge, finden sich zwischen Abichs und meinen Analysen des Elbrus-Gesteins. — Siehe diese Mitt., XIX, pag. 233. — Ich möchte daher eher annehmen, daß diese Unterschiede in der analytischen Methode begründet sind, als darin den Ausdruck einer wirklichen Verschiedenheit des untersuchten Materiales erblicken.

auch das Verhältnis der Alkalien zu Kalk und Magnesia, resp. den Eisenoxyden, sowie innerhalb der Alkalien das, wenn auch unbedeutende Überwiegen des Kalis.

Trotzdem vermag ich mich nur schwer zu entschließen, im Berge Hadis und im Kötan Dagh selbständige Eruptionszentren liparitischen Magmas zu erblicken. Es scheint mir dies mit dem ausgesprochenen Charakter der „petrographischen Provinz" kaum vereinbar. Echt trachytische Gesteine sind bisher aus der kaukasisch-armenischen Region fast gar nicht bekannt geworden. Dazu kommt, daß das zuletzt betrachtete, krystallinisch entwickelte Gestein vom Berge Hadis sich als echter Augitandesit darstellt. Zwar ist über sein geologisches Auftreten, speziell über sein Verhältnis zu den Obsidianen nichts näheres bekannt, doch läßt die übereinstimmende Fundortbezeichnung annehmen, daß er im engen Verbande mit diesen steht. — Sieht man sich unter diesem Gesichtspunkte für die letzteren nach anderweitigen Analogien um, so ist vielleicht die große Ähnlichkeit ihrer chemischen Zusammensetzung mit der Glasbasis eines andesitischen Gesteins, des Dacits von Lassens Peak, nicht ohne Bedeutung. Ich lasse die Analyse[1]) dieses Gesteins — unter I — und die seiner Glasbasis — unter II — hier folgen:

	I	II
SiO_2	69·36	76·75
Al_2O_3	16·23	12·32
Fe_2O_3	0·88	—
FeO	1·53	1·36
MgO	1·34	—
CaO	3·17	1·18
Na_2O	4·06	3·55
K_2O	3·02	3·98
Glühverlust	0·45	0·54
	100·04	99·68

Sollte die auffällige chemische Analogie dieser dacitischen Basis mit unseren Obsidianen[2]) mehr als ein bloßer Zufall sein?

[1]) Nach Rosenbusch, Elemente, 2. Aufl., 299, Nr. 3 und 3a.

[2]) Weitere Beispiele dieser Art findet man in der interessanten Arbeit von Lagorio — diese Mit., VIII, 421 — „Über die Natur der Glasbasis etc.". Besonders kämen hier in Betracht die Analysen 29 u. 30, Dacit vom Mojanda und dessen

Hätten wir demnach in ihnen nicht Produkte eines trachytischen (liparitischen) Herdes — der in diesem Gebiete völlig vereinzelt dastehen würde — zu erblicken, sondern nur den letzten emporgepreßten „Gesteinssaft" der so weit verbreiteten und in so mächtigen Bildungen wie Ararat und Aragatz sich manifestierenden andesitischen (dacitischen) Magmen?

Allerdings beträgt die Zunahme des Kieselsäuregehaltes in diesem wie in ähnlichen (s. Anm.) Fällen nur etwas über 7%, während zwischen Pyroxenandesit und Obsidian vom Berge Hadis diese Differenz auf 20% steigt. Es werden aber auch bei der Spaltung in wirklich selbständige, räumlich getrennte Teilmagmen größere Differenzen sich herausbilden können als bei der Abscheidung einer „Basis" innerhalb des Gesteins. Der letztere Vorgang zeigt nur den allgemeinen Verlauf des Prozesses an, nicht aber seinen möglichen Umfang und seine Grenzen. Auch ist keineswegs gesagt, daß der mir zufällig vorliegende und nur aus diesem Grunde zum Ausgangspunkt dieser Betrachtung gewählte, doch recht SiO_2-arme Augitandesit gerade das hypothetische Grundmagma repräsentiert; viel wahrscheinlicher stellt er selbst ein Teilmagma dar, das den Obsidianen etwa komplementär ist.

Grundmasse; 40 u. 41 Andesit vom Hliniker Tal und Glasbasis; 46 u. 47 Vitroandesit vom Merapi nebst Glasbasis, die hier wiedergegeben seien:

	29 (Gestein)	30 (Grundm.)	40 (Gestein)	41 (Basis)	46 (Gestein)	47 (Basis)
SiO_2	68·32	74·76	62·54	70·19	57·76	65·05
Al_2O_3	19·61 (Al₂O₃ + Fe₂O₃)	13·66	23·56 (Al₂O₃ + Fe₂O₃)	17·19 (Al₂O₃ + Fe₂O₃)	18·39	17·60
Fe_2O_3 . . .		2·36			7·51	3·10
CaO	4·24	2·17	4·75	2·50	6·21	3·58
MgO	1·95	0·53	1·15	0·53	3·34	1·05
K_2O	1·45	2·05	2·43	3·89	2·61	4·16
Na_2O	4·06	2·96	3·16	3·30	3·63	3·54
Glühverl. . .	0·54	0·82	1·75	2·31	0·94	1·56
	100·17	99·31	99·34	99·91	100·39	99·64

Überall tritt auch hier deutlich dieselbe Tendenz hervor: Anreicherung der SiO_2 in der Grundmasse resp. Basis, dagegen Abnahme von Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, oft auch von Na_2O, außerdem aber eine Verschiebung im Verhältnis der Alkalien zugunsten des Kalis. Das hieraus resultierende „Teilmagma", d. h. die Grundmasse bezw. Basis nähert sich dadurch der Zusammensetzung eines Liparits.

Andesitische Tuffe.

Die im armenischen Hochlande in weitester Verbreitung[1]) auftretenden und vielfach sehr erhebliche Mächtigkeit erreichenden vulkanoklastischen Ablagerungen geben sich bei näherer Untersuchung als Tuffe und Konglomerate andesitischer und verwandter Gesteine zu erkennen. Ihre Besprechung hat deshalb an dieser Stelle, im Anschluß an die eigentlichen — nicht basaltartigen — Andesite zu erfolgen. Nach den vorhandenen Krystallausscheidungen, die freilich den glasigen Bestandteilen gegenüber oft sehr zurücktreten, müßten sie zumeist als Pyroxenandesit-Tuffe bezeichnet werden; seltener tritt darin Hornblende auf.

An das Auftreten und die Verbreitung dieser Tuffmassen knüpfen sich manche sehr interessante, aber auch schwierige geologische Fragen, die von Abich an verschiedenen Stellen[2]) eingehender erörtert sind, deren Lösung aber noch langwierige und sehr eingehende Untersuchungen erfordern dürfte. Hier können diese Gesteine natürlich nur von der rein petrographischen Seite behandelt werden.

Abich unterscheidet neben eigentlichen Tuffen, im gewöhnlichen Sinne, noch eine besondere Klasse „von sehr eigentümlichen Gesteinen, die zwischen Tuff und Lava die Mitte halten", für die er deshalb die Bezeichnung „Tufflava" in Anwendung bringt. Es soll diese „Tufflava" eine während des Fließens desintegrierte und dadurch in Tufform übergegangene Lava darstellen. Ich vermag nicht anzugeben, welche der mir vorliegenden, nachstehend beschriebenen Stücke unter diesen Begriff fallen würden, so wenig ich es wage, nach der flüchtigen Durchreisung des Gebietes ein Urteil über die Entstehung dieser Ablagerungen zu geben.

Die im folgenden beschriebenen Stücke, teils selbst gesammeltes Material, teils solches der Kollektion Arzruni, entstammen zum größten Teil dem Gebiet der Hochebenen von Kars und Alexandropol. Es sind schwarze, gelbe und rote, einfarbige oder auch gefleckte Massen, die als makroskopische Bestandteile in der Regel neben der pelitischen Grundmasse poröse, bimssteinartige Gesteinsfragmente enthalten, die oft mehr oder weniger parallel geordnet dem ganzen

[1]) Vgl. Abichs geol. Karte d. Quellen- und oberen Flußgebiete des Kur, Araxes, Euphrat u. Djorok (1), sowie seine geol. Karte des russisch-armenischen Hochlandes.

[2]) Besonders in Geol. Forsch. etc., 33 und 165 ff.

ein geflammtes, dem Piperno ähnliches Aussehen geben. Ihre Farbe ist immer die des betr. Gesteins selbst, nur in einer etwas anderen Nuance. Daneben sind oft nicht minder reichlich unregelmäßige, eckige Bruchstücke dichter Gesteinsmassen von dunkler Farbe, meist etwa erbsen- bis haselnußgroß, vorhanden. Krystalle glasigen Feldspats von mehreren Millimetern Größe sind ebenfalls in den meisten Tuffen ziemlich reichlich vertreten, weniger solche von Augit. Diese Krystalle sowie die charakteristischen Bimssteinflatschen gehören jedenfalls dem tuffbildenden Eruptivmagma selbst an, wogegen die eckigen Bruchstücke kompakter Gesteine mehr den Charakter fremder Einschlüsse tragen, allerdings solcher, deren Zusammensetzung von der des Tuffes selbst meist nicht wesentlich verschieden ist.

Bezüglich des Vorkommens kann ich nur für die von mir selbst bei der Ruinenstadt Ani gesammelten Tuffe einige Angaben machen. Das in der steilwandigen, gewundenen Schlucht des Arpatschai (Achureau) wundervoll aufgeschlossene Profil setzt sich nach Abich in folgender Weise zusammen: zu unterst „basaltische Lavaschichten", es sind dies die weiter unten als basaltischer Augitandesit von Ani beschriebenen Gesteine. Darüber der „isabellfarbige Tuff vom Aladja" und „Bimssteinkonglomerat"; über diesen „braunroter", sodann schwarzer Tuff und zu oberst jüngere Basaltlava.

Ich selbst nahm an dieser Stelle das hier daneben (Fig. 2) wiedergegebene Profil auf:

a) Andesit, in wiederholten, durch schlackige Zwischenlagen getrennten Strömen;

b) weißer Bimssteintuff mit Obsidiangeröllen; ziemlich locker, daher flach geböscht;

c) fester gelber Tuff, den oberen Steilrand der Schlucht bildend;

d) schwarzer Tuff, weniger fest als voriger und mehr zurücktretend;

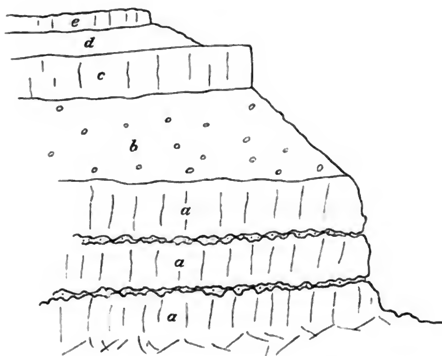
e) jüngste Basaltlaven; nur stellenweise vorhanden.

Es fehlt hier also Abichs „braunroter Tuff", der nach seiner Angabe den „isabellfarbigen" bedeckt, „aber keineswegs regelmäßig und in gleicher Stärke" (l. c. pag. 170). Die Mächtigkeit dieser vulkanoklastischen Ablagerungen beträgt nach Abich (l. c. pag. 165) etwa 100 *m*.

a) Der schwarze Tuff.

Die schwarzen Tuffe sind, im Gegensatz zu den roten und gelben, im allgemeinen durch einen sehr gleichmäßigen Habitus ausgezeichnet. Sie stellen meist ein nicht sehr festes — immerhin aber vielfach zu Bauzwecken verwendbares, wie gerade die Ruinen von Ani zeigen — Trümmergestein dar, das neben zahlreichen, meist eckigen Gesteinsbruchstücken von grauer bis schwarzer, auch roter

Fig. 2.



Profil der Schlucht des Aspatschai.

und gelber Farbe meist schwarze flachgedrückte, mehr oder weniger bimssteinartige Massen von einigen Zentimetern Länge, sowie zahlreiche glasige, etwa 2—4 *mm* große Feldspatkrystalle und auch Augite umschließt. Gerade bei diesen Tuffen ist oft die pipernoartige geflammte Zeichnung zu beobachten, wenn sie auch wegen der gleichmäßig dunklen Farbe der Grundmasse und der Bimssteinpartien zunächst nicht auffällt. Der Gesamthabitus erinnert einigermaßen an den grauen kampanischen Tuff, nur ist dieser feinkörniger und zumeist auch heller.

Proben dieses Tuffes liegen mir vor von Eriwan, von Ani, aus dem obersten Teile des Pambaktales in der Nähe von Agh-Bulach.

sowie als Baumaterial von Jeruandakert[1]), das jedoch ebenfalls aus dem Arpatschaital stammt. Alle zeigen auch mikroskopisch eine so vollkommene Übereinstimmung, daß eine zusammenfassende Beschreibung angezeigt erscheint.

Was bei der mikroskopischen Betrachtung zunächst auffällt, ist die ausgezeichnete Aschenstruktur der eigentlichen Tuffmasse, die offenbar ganz aus zerkleinertem Bimssteinmaterial besteht. Die Feldspatkrystalle geben sich durchwegs als Plagioklas, der Auslöschung zufolge saurer Labrador, zu erkennen; massenhaft große Glaseinschlüsse, namentlich in den peripherischen Teilen, bezeugen ein beschleunigtes Wachstum. Von Pyroxenen sind beide Arten, meist etwa in gleicher Menge vertreten, zuweilen überwiegt auch der Hypersthen. Die Bimssteinmassen des Tuffes pflegen als Krystallausscheidungen nur winzige Plagioklas- und Pyroxenmikrolithen zu enthalten und auch diese nur spärlich, dagegen keine größeren Individuen. Die kompakten Gesteinsbrocken gehören typischen Pyroxenandesiten an von hyalopilitischer bis vitrophyrischer Ausbildung. Die Tuffe sind also als Pyroxenandesittuffe, in einigen Vorkommen, wenn man will, spezieller als Hypersthenandesittuffe zu bezeichnen, die mit den entsprechenden festen Gesteinsmassen des Gebietes die größte Verwandtschaft besitzen. Sie entsprechen offenbar den bei Abich[2]) als „dunkle Tufflava des Alagez“ beschriebenen Massen, nur läßt die dort gegebene Abbildung (Taf. VII, Fig. 1), offenbar infolge zu großer Dicke des Schliffes, die Aschenstruktur nicht hervortreten.

b) Sonstige pyroxenandesitische Tuffe.

Den schwarzen Tuffen in Struktur und Zusammensetzung sehr nahe stehen eine Anzahl roter oder gelber, auch schwarz gefleckter Tuffgesteine, zumeist aus dem Gebiete des Alagös (Aragatz) oder doch nicht weit davon (Eriwan, Aschtarak, Jeruandakert). Namentlich im Schliff unterscheiden sie sich eigentlich nur durch die Farbe von jenem, doch fehlt ihnen die pipernoartige Zeichnung durch

---

[1]) Nach Angabe der Arzrunischen Etikette. Dieser Name ist auf keiner der mir zugänglichen Karten, einschließlich der betreffenden Sektion der großen russischen Generalstabskarte zu finden. Nach hinterlassenen Tagebuchnotizen von Prof. Arzruni scheint der Ort zwischen Kulp und Igdir zu liegen.

[2]) Geol. Forsch., II, 358.

parallele Bimssteineinschlüsse. Auch sie dürften zum Teil unter die Rubrik der Abichschen „Tufflava“ fallen, wie denn Beschreibung und Abbildung der „roten Gesteinsmodifikation“ der „Tufflava des Alagez“ (l. s. c.) sehr gut mit meinen Stücken übereinstimmt, auch läßt das betreffende Bild (Taf. VII, Fig. 2) hier deutlich die „Aschenstruktur“ erkennen.

c) Amphibolführender Tuff von Ani.

Gewisse gelbe, zum Teil auch rote Tuffe, die in den Profilen des Arpatschaitales, bei Ani und an anderen Orten in beträchtlicher Mächtigkeit auftreten, unterscheiden sich in mehrfacher Hinsicht von den schwarzen und roten Pyroxenandesittuffen. Am auffälligsten ist die Armut an makroskopischen Krystallen. Im übrigen enthalten sie wie jene, in der feinklastischen Grundmasse reichlich größere Stücke gelben Bimssteins und eckige Fragmente dichter Gesteine. Je nachdem die Bimssteinteile flach und parallel geordnet sind oder in unregelmäßiger Form und Verteilung auftreten, wird der Habitus ein pipernoartig geflammter oder mehr dem gewöhnlichen gelben kampanischen bzw. Posilipptuff ähnlich.

Untersucht wurden solche gelbe und rote Tuffe von Ani und gelber Tuff von Goschawank. Die beiden Tuffe von Ani haben flache parallele Bimssteineinschlüsse und infolgedessen geflammtes Aussehen. Die gelbe Abart entspricht jedenfalls Abichs „isabellfarbigem Tuff vom Aladja“, der in dem früher gegebenen Profile am Talgehänge infolge seiner Festigkeit in steilem Abbruch unter dem schwarzen hervortritt und der auch das Hauptbaumaterial für die etwa tausendjährigen Ruinen der alten armenischen Hauptstadt geliefert hat. Bei der roten Varietät ist die „pipernoide“ Struktur weniger deutlich, sonst ist sie der gelben sehr ähnlich. Es ist dies jedenfalls der von Abich in dem oben wiedergegebenen Profil von Ani mit c bezeichnete „braunrote“ Tuff, der sich nur lokal zwischen den gelben und den schwarzen Tuff einschiebt. — Der gelbe Tuff von Goschawank unterscheidet sich von diesen äußerlich durch den völligen Mangel an Parallelstruktur und die unregelmäßige Form seiner Bimssteinstücke. Über seine Lagerungsverhältnisse vermag ich nichts Näheres zu sagen, da das Stück der Arzrunischen Kollektion angehört; nach Angabe des Tagebuches ruhen auch hier die Tuffe auf älteren Basalten.

Mikroskopisch zeigen alle drei Vorkommen übereinstimmendes Aussehen: Aschenstruktur ist bei ihnen nicht oder nur undeutlich entwickelt; größere Krystalle sind selten. Im Tuff selbst treten von solchen nur auf Plagioklas und braune, pleochroitische Hornblende. Die festen Gesteinsbruchstücke erweisen sich auch hier als Pyroxenandesite, sind aber wohl sicher als fremde Einschlüsse zu betrachten.

Diese Tuffe hätten demnach, abweichend von den unter *a* und *b* betrachteten, als Hornblendeandesittuffe zu gelten und sind vermutlich auch auf einen anderen Ursprung zurückzuführen als jene.

Basalte.

Die basaltischen Gesteine im weiteren Sinne, wozu nach früher Gesagtem außer eigentlichen Basalten auch die basaltähnlichen, basischen Augitandesite gerechnet werden, nehmen im System der kaukasischen Eruptivformationen eine selbständige und sehr bezeichnende Stellung ein. Über ihre horizontale Verbreitung an der Oberfläche belehrt ein Blick auf die das große Werk Abichs begleitenden geologischen Karten. Man sieht hier, daß Gesteine dieser Gruppe namentlich im nördlichen Teile des armenischen Hochlandes — auf dem Plateau von Achalkalaki, im Flußgebiete des Chram, ferner auf dem den Goktschaisee im Südwesten begrenzenden Plateau von Agmangan — weite Räume einnehmen. Allerdings sind auf diesen Karten auch die kieselsäurereichen Augitandesitlaven, wie z. B. diejenigen des Araratsystems unter der gleichen Signatur begriffen. Muß man also einerseits solche Vorkommen in Abzug bringen, so ist andererseits zu berücksichtigen, daß das Verbreitungsgebiet der basaltischen Ergüsse vielfach größer ist als die Karte erkennen läßt, da sie häufig an der Oberfläche von jüngeren Bildungen, namentlich Tuffen, bedeckt nur in den Talschluchten (Arpatschai, Abaran, Sanga u. a.) zum Vorschein kommen.

In ihrer morphologischen Erscheinungsweise sind die Gesteine dieser Gruppe charakterisiert durch das Überwiegen der horizontalen Dimension. Sie treten also vorzugsweise in Form weit ausgebreiteter Ströme und Decken auf, denen gegenüber die Entwicklung in vertikaler Richtung zu eigentlichen Vulkanbergen ganz zurücktritt. In diesem Verhalten bilden die Gesteine dieser Gruppe den geraden

Gegensatz zu den früher besprochenen sauren Andesiten und Daciten, von deren räumlichem Verhalten das Gegenteil gilt.

In dieser vorherrschend horizontalen Entwicklung bilden die basaltischen Gesteine — zusammen mit den Tuffablagerungen — einen ganz wesentlichen Faktor beim Aufbau der für die Bodengestaltung Armeniens so charakteristischen Plateaulandschaften.

Die Eruption dieser so außerordentlich ausgedehnten deckenförmigen Gesteinsmassen dürfte, wie auch Abich mehrfach hervorhebt (z. B. Geol. Forsch., II, 32, 168 u. a. O.) großenteils nicht durch Vermittlung der relativ unbedeutenden Vulkanberge der basaltischen Periode, sondern vielfach wohl direkt aus Spalten, also als eigentliche „Massenergüsse" stattgefunden haben.

Der Entstehungszeit nach scheinen diese basaltischen Ergüsse das letzte Glied in der Eruptionsfolge Armeniens darzustellen, wie überhaupt in der Entwicklung der jungvulkanischen Bildungen des Landes nach Abich — abgesehen von Ausnahmen mehr lokaler Natur, wie z. B. die Obsidiane — im großen und ganzen ein Fortschreiten von sauren zu kieselsäureärmeren Massen erkennbar ist. Mit dieser allgemeinen Regel im Einklang steht auch die innerhalb der basaltischen Gesteinsgruppe selbst zu beobachtende Reihenfolge in Einklang: diese zerfällt nämlich in eine ältere und eine jüngere Gruppe; nur in der letzteren scheinen echte Basalte vorzukommen, während die vorliegenden Gesteine der älteren Gruppe — z. B. aus dem früher besprochenen Profil von Ani — richtiger als (basaltähnliche) Augitandesite zu bezeichnen sind.

1. Die ältere Gruppe (basaltische Augitandesite).

Von den älteren Gliedern des Systems basischer Eruptivdecken Hocharmeniens liegen mir leider nur Stücke einer einzigen Lokalität vor, nämlich der Augitandesit vom Grunde der Arpatschaischlucht bei Ani (s. o.). Das Gestein erscheint hier, wie erwähnt, in Form mehrerer, einander regelmäßig überlagernder Decken oder Ströme, die durch ihre Schlackenhüllen deutlich voneinander abgegrenzt sind. Das dichte Innere dieser Decken, in dem nur vereinzelte, flachgedrückte, zum Teil mit Neubildungen erfüllte Hohlräume auftreten, zeigt eine schmutzig graue, fleckige Farbe, die schlackigen äußeren Teile sind rot oder auch schwarz und rot marmoriert und es nehmen hier die Hohlräume von zirka 2—3 *mm* Durchmesser

etwa die Hälfte des Gesamtvolums ein. (Das spezifische Gewicht eines Stückes der dichten Varietät wurde, angenähert, zu 2·6 bestimmt; ein schlackiges Stück von 53 *g* hatte ein Volum von 42 cm^3, während der Gesteinsmasse bei D = 2·6 nur 20·4 cm^3 zukommen würden, also besteht etwa die Hälfte aus Hohlräumen.) Krystallausscheidungen sind in beiden Abarten nicht zu erkennen. Das mikroskopische Bild der dichten Lava ist ein ziemlich eintöniges. Einsprenglinge fehlen fast gänzlich; nur ganz vereinzelt treten etwas größere Plagioklase und Augite auf, die aber im Verhältnis zur Grundmasse völlig verschwindend sind. Diese Grundmasse erscheint in der Hauptsache krystallin entwickelt, bestehend aus kleinen kurzen Plagioklasleistchen, zwischen denen reichlich ziemlich gut ausgebildete Krystallkörnchen von Augit eingestreut sind. Magnetit, in eckigen Körnern und Krystallen, ist in mäßiger Menge zugegen. Daneben erscheint, gleichmäßig verteilt, ein feiner opacitischer Staub, wahrscheinlich als Imprägnation der direkt nicht erkennbaren Basis. Die Auslöschungsschiefe der mikrolithischen Plagioklase war bei deren Kleinheit und dichter Zusammenhäufung nicht gerade leicht zu bestimmen; es ergaben sich Maxima von $\pm$ 20°—25°, bei den wenigen Einsprenglingen solche von 30°—32° (Zone $\perp$ 010). Das Mischungsverhältnis der Grundmasse-Individuen würde also — nach Michel-Levy — $Ab_1 An_1$ (Labrador) sein, das der Einsprenglinge etwa zwischen $Ab_1 An_1$ und $Ab_3 An_4$ liegen.

Andere Gemengteile wurden im Schliff nicht beobachtet: es fehlt also vor allen Dingen der Olivin. Daher scheint mir die Bezeichnung „basaltähnlicher Augitandesit“ die passendste für das vorliegende Gestein, wenn man es nicht als „olivinfreien Basalt“ betrachten will.

Auf dasselbe Vorkommen: „ältere basaltische Lava von Ani am Arpatschai, das Flußbett bildend“ bezieht sich die von Becke in dem Abichschen Werke[1]) gegebene Beschreibung. Von dem mir vorliegenden unterscheidet es sich durch seine „deutliche Intersertalstruktur“, bezüglich deren es mit der Doleritlava der Hochebene von Achalkalaki in Parallele gestellt wird, sowie durch das allerdings nur „ziemlich spärliche“ Auftreten von Olivin. Der Unterschied ist offenbar nicht sehr erheblich, zeigt aber die Hinneigung des

[1]) Geol. Forsch. etc., III, 121, Nr. 57.

ganzen Vorkommens zum Basalt, wozu ihn denn auch Becke mit der speziellen Bezeichnung „Anamesit" stellt.

Das Gestein der schlackigen Hülle desselben Stromes zeigt zunächst eine reichlichere Beteiligung von rauchgrauer feingekörnelter Glasbasis, in der die hier gut ausgebildeten, an den Ecken skelettartig ausgezackten Plagioklasleisten in fluidaler Anordnung eingebettet sind. Der dazwischen eingestreute, nicht sehr reichliche Augit bildet Körnchen und kurze Säulchen von unvollkommener Krystallentwicklung. Als Einsprenglinge erscheinen dieselben Minerale ebenso untergeordnet wie bei der dichten Gesteinsausbildung. Außerdem finden sich einige Krystalldurchschnitte, die im Umriß an Olivin erinnern, jedoch ohne Einwirkung auf das polarisierte Licht sind; falls sie wirklich veränderten Olivin darstellen, ist ihr Vorkommen doch zu vereinzelt, um für den Gesteinscharakter maßgebend zu sein. Die beobachteten Auslöschungsschiefen der Plagioklasmikrolithen, Maxima von 25°—30°, deuten ähnlich wie in der kompakten Varietät auf Labrador ($Ab_1\ An_1$—$Ab_3\ An_4$).

Äußerlich ähnliche andesitische Gesteine wurden ebenfalls bei Ani an der Oberfläche umherliegend gefunden, so daß ihre geologischen Beziehungen unbestimmt bleiben. Diese völlig dichten, fast einsprenglingsfreien Gesteine erweisen sich zusammengesetzt aus Plagioklas und Pyroxen, beide in gestreckten Formen als Leisten und Säulchen einer stets reichlich vorhandenen, dunkel rauchgrauen Basis in paralleler Anordnung eingelagert. Diese Basis zeigt in manchen Schliffen eine verschwommene, an mikrofelsitische Entglasung erinnernde Aggregatpolarisation. Die Auslöschungsschiefe der Plagioklase bewegt sich um 20°, im Maximum 25°, und deutet auf sauren Labrador resp. Andesin. Unter den Pyroxenen ist sowohl monokliner wie rhombischer (Hypersthen) vertreten, letzterer meist durch Verwitterung rostrot gefärbt, während der Augit der Zersetzung besser widerstand und in der Hauptsache frisch und farblos geblieben ist. — Diese Gesteine sind also echte (nicht basaltische) Pyroxenandesite.

2. Die jüngere Gruppe (eigentliche Basalte).

Echte Basalte, mit reichlicher Olivinführung, scheinen unter den vulkanischen Bildungen des armenischen Hochlandes eine ziemlich weite Verbreitung zu besitzen. Es liegen mir Proben vor von der Westseite des Goktscha-Sees, von Eriwan, von verschiedenen Punkten des

Alagös-Plateaus, von Jeruandakert, aus den Flußgebieten des Debeda, Chram und Alget etc. Aus der Literatur ist zu ersehen, daß ähnliche oder gleiche Gesteine auch in anderen Teilen Hocharmeniens häufig auftreten, so namentlich auf dem Plateau von Achalkalaki.[1]) Bei ihnen ist die charakteristische deckenförmige Lagerung besonders ausgesprochen, wie man allenthalben an den die Hochebenen durchfurchenden Talschluchten beobachtet; oft zeigen die nicht selten in mehrfacher Wiederholung einander überlagernden Decken schöne Säulenabsonderung, wie z. B. am Steilufer des Sangi bei Eriwan u. a. O.

Abich[2]) unterscheidet noch innerhalb dieser Deckenbasalte auf dem Plateau von Achalkalaki eine ältere Lava „von trachydoleritischem Habitus“ und eine sie durchbrechende „rein doleritische“.

Alle bisher bekannt gewordenen Basalte Armeniens sind Feldspatbasalte, teils von feinkörniger, teils von doleritischer Ausbildung. Die letztere scheint vorzuherrschen. Auch Becke bezeichnet die Mehrzahl der von ihm untersuchten Basalte als Dolerite, so die Laven des Plateaus von Achalkalaki (l. c. Nr. 53 und 54), die Lava des Hochlandes von Schubaret (Nr. 55), die Lava von Maraldag bei Pandewan (Nr. 56), sowie auch — mit einem gewissen Vorbehalte — das Gestein des Algettales (Nr. 58). Unter den mir vorliegenden Gesteinen gehören hierher: eine Lava von Achalkalaki, eine andere von Goschawank, Stücke von Djelal Oglu und das Algetgestein.

In ihrer Mineralzusammensetzung und Ausbildung entsprechen diese Gesteine so vollkommen normalen Doleriten und speziell solchen, wie von den gleichen Fundorten bereits beschrieben, daß in dieser Beziehung wenig zu sagen bleibt.

Bei vollkommen krystalliner Entwicklung ist fast stets die charakteristische ophitische oder Intersertalstruktur deutlich ausgeprägt. Die einzelnen Mineralbestandteile zeigen kaum irgend welche bemerkenswerten Eigentümlichkeiten. Die großen, in der Regel sehr reinen, einschlußfreien Plagioklasleisten erweisen sich zumeist durch ihre beträchtliche Auslöschungsschiefe — im Mittel etwa 35° — als

[1]) Abich, Geol. Forsch., III., 26 f.; die zugehörigen petrographischen Beschreibungen von Becke ibid. 118 f. Ferner Roth, Allg. u. chem. Geol., II, 355, Mitt. v. Arzruni; Muschketow, Zeitschr. d. russ. min. Ges., 1893; Melnikow, l. c.

[2]) Geol. Forsch., III, 27 u. 29, auch 59.

ziemlich basische Glieder der Reihe. Der Augit ist meist von gelblich oder bräunlichgrauer Farbe; die sonst in Doleriten häufigen violetten Töne, die man mit einem Titangehalt in Verbindung zu bringen gewohnt ist, wurden hier kaum gefunden. Der Olivin ist meist reichlich vorhanden; vorwiegend in großen, automorphen, aber vielfach stark korrodierten Krystallen. Das Erz zeigt vielfach die für den Ilmenit charakteristische Tafel-, also im Schnitt Leistenform. Akzessorisch tritt zuweilen Apatit in größerer Menge auf.

Achalkalaki: Ein ziemlich grobkörniges Gestein; den vorherrschenden Bestandteil bilden große, breite Plagioklasleisten. Demnächst folgt der gelblich graue Augit in ziemlich großen Krystallkörnern, die Räume zwischen den Plagioklasleisten erfüllend, dabei aber doch noch vielfach selbständige Krystallbegrenzung aufweisend. Weniger reichlich ist hier der Olivin. Er erscheint in Form großer, meist gerundeter Körner, seltener mit besserer Formausbildung und ist fast völlig frisch. Außerdem ist Magnetit oft in zierlichen verästelten Wachstumsformen vorhanden, jedoch nicht eben reichlich, daneben und vielleicht noch häufiger die leistenförmigen, opaken Querschnitte, die als Ilmenit gedeutet werden. Braun durchscheinende, oft deutlich hexagonale Täfelchen mit lebhaftem buntem Metallglanz werden dem Hämatit angehören. Recht reichlich sind ferner die feinen, oft büschelförmig verbundenen Krystallnadeln, die als Apatit angesprochen werden, obwohl ihr optischer Charakter infolge Über- oder Unterlagerung durch andere Mineralsubstanz meist nicht erkennbar ist. — Reste glasiger Basis finden sich nur in sehr geringer Menge zwischen den Krystallbestandteilen.

Die Struktur ist als ophitisch oder intersertal zu bezeichnen, jedoch nicht in typischer Ausbildung, da der Augit, wie aus dem Gesagten hervorgeht, gegenüber dem Plagioklas eine verhältnismäßig große Selbständigkeit zeigt, ein Verhalten, das eine Annäherung an hypidiomorph körnige Struktur bedingt. Die vorliegende Probe unterscheidet sich somit strukturell von den von Becke beschriebenen Doleritlaven von Achalkalaki, welche teils deutlich porphyrische, teils typisch entwickelte Intersertalstruktur zeigten; auch scheinen jene Proben glasreicher gewesen zu sein.

Djelal-Oglu: Ein echter Dolerit; dunkelgraues bis schwarzes Gestein mit großen, langgestreckten Blasenräumen; deutlich krystallinisch körnig, jedoch ohne größere Ausscheidungen. Im Schliff

zeigt sich typische Intersertalstruktur, indem die grauen Augite als Ausfüllung der zwischen den divergentstrahligen Plagioklasleisten verbleibenden Räume erscheinen. Olivin ist sehr reichlich vorhanden und erscheint auch zum Teil in ziemlich großen Krystallen, die dann oft tiefe Einbuchtungen zeigen, aber doch kaum mit dem Charakter eigentlicher Einsprenglinge. Die Zersetzung zu gelbroter, faseriger Substanz (Serpentin mit Limonit imprägniert) ist nur bei den kleineren Individuen vollständig, bei den größeren beschränkt sie sich auf eine ziemlich dünne äußere Schicht. Zum Olivin sind wahrscheinlich auch gewisse braungelbe Krystallnadeln zu zählen, am Ende ausgefasert und oft zu parallelen Gruppen vereinigt mit lebhafter Doppelbrechung und, so weit sich erkennen ließ, gerader Auslöschung. Sie scheinen mir übereinzustimmen mit den von Streng[1]) aus dem Dolerit von Londorf beschriebenen und abgebildeten. Wie diese werden sie oft von Ilmenittäfelchen quer durchsetzt. Ähnliche Bildungen hat auch Doss[2]) aus den Basaltlaven des Hauran beschrieben. Auch Augit erscheint in ähnlichen feinen Krystallnadeln, die sich aber durch ihre mehr grünliche Farbe und deutlich schiefe Auslöschung unterscheiden. — Magnetit, in Einzelkrystallen und zu ästigen Gruppen verbunden, und Ilmenit treten auch hier in wechselnder Menge nebeneinander auf. Schließlich sind auch Büschel feinster, wahrscheinlich zum Apatit gehöriger Krystallnadeln zu erwähnen. Glasbasis fehlt nahezu ganz.

Goschawank: Schwarzes, krystallinisch körniges Gestein, mit vereinzelten größeren und kleineren Blasenräumen, diese zum Teil mit sekundären Bildungen ausgekleidet. Auch im Schliff ist der Habitus doleritisch, etwas feinkörniger als bei den bisher besprochenen Vorkommen. Als Ausfüllung in dem Maschenwerk der Plagioklasleisten erscheint hier in größerer Menge ein grünliches faseriges Aggregat, das wohl als umgewandelte Glasmasse zu deuten ist, daneben Augit, hier von bräunlicher, schwach ins Violette spielender Farbe, vielfach von den Plagioklasleisten durchstochen. Olivin, in kleinen ziemlich frischen Körnern, ist hier entschieden spärlicher als z. B. im Gestein von Djelal Oglu. Von Erz scheint nur Magnetit vorzukommen und auch dieser nicht eben reichlich.

---

[1]) Über den Dolerit von Londorf. Neues Jahrb., 1888, II, pag. 195.

[2]) Diese Mitt., VII, 485.

Algettal (ohne nähere Fundortbezeichnung): Wiederum ein echter Dolerit, in allen wesentlichen Punkten übereinstimmend mit dem Gestein von Djelal Oglu. Das von Becke beschriebene „Hauptgrundgestein des Algettales bei Nakula Kewi“ war stark zersetzt, so daß Becke es nur mit Vorbehalt — unter Voraussetzung tertiären Alters — als Dolerit bezeichnen möchte. Vielleicht gehörte dieses einer älteren Gruppe an, die auch im Gebiet des Debedatschai, Chram und Alget die Unterlage der jüngeren Eruptivformationen bildet, ähnlich wie im Profile des Arpatschai. Die mir vorliegende Probe gibt zu solchen Zweifeln keinen Anlaß; sie entstammt jedenfalls der oberflächlichen, jungen Basaltdecke. Es ist das Gestein, das in der ganzen Umgegend, namentlich auch in Tiflis als „Algetstein“ (Algetski Kamen) bekannt, ausgedehnte Anwendung findet.

Gewöhnliche Basalte von nicht doleritischem Habitus sind durch folgende Vorkommen vertreten.

Westufer des Goktscha-Sees: Rötlich graues, fein marmoriertes Gestein mit flachgedrückten, etwas langgezogenen Blasenräumen ohne makroskopische Einsprenglinge. Auch u. d. M. treten nur wenige und ziemlich kleine Einsprenglinge von Plagioklas und Augit hervor, etwas häufiger größere Olivine in gut ausgebildeten Krystallen. Durchaus vorherrschend ist jedenfalls die Grundmasse. Sie ist nahezu vollkrystallin entwickelt; ihr Hauptbestandteil sind ziemlich große Plagioklasleisten in fluidaler Anordnung, dazwischen kleine, unregelmäßige Körnchen von Augit, sowie Olivin und Magnetit. Das Gestein ist echter Basalt; die rote Farbe erklärt sich aus der beginnenden Zersetzung des Olivins.

Achta: Tief schwarzes, stark poröses, fast schlackig zu nennendes Gestein, in dessen Grundmasse makroskopisch kleine Einsprenglinge von Plagioklas, seltener Augit, sowie auch vereinzelte Quarzkörnchen zu erkennen sind. — Im Schliff herrscht die Grundmasse bei weitem vor. In einer rauchgrauen, mit körnigen und trachitischen Entglasungsprodukten erfüllten Basis liegen ziemlich große rechteckige oder breit leistenförmige Plagioklasmikrolithen, meist skelettartig ausgezackt, mit 30—35° Auslöschung, dazwischen runde Augitkörnchen sowie eckige Körner von Magnetit nicht gerade reichlich. Die Basis ist erfüllt von feinerem Magnetitstaub, der zu ästigen und gestrickten Formen zusammentritt. Unter den Einsprenglingen ist der Plagioklas nicht besonders häufig. Er besitzt voll-

kommene Krystallausbildung, ist aber meist stark verunreinigt durch Grundmasse, die als dichtes Netzwerk namentlich das Innere erfüllt. Auch hier wurde als Maximum der Auslöschung etwa 35° gefunden. Augit erscheint hier als Einsprengling nur ganz vereinzelt und in kleinen Individuen. Ziemlich reichlich dagegen ist Olivin vorhanden in scharfen, völlig frischen Kryställchen. Die erwähnten Quarzkörner (Einschlüsse) sind von den üblichen Augitsäumen umgeben.

Eine andere Lava desselben Fundortes unterscheidet sich durch hellere Farbe, geringere Porosität und Abwesenheit makroskopischer Ausscheidungen. Vereinzelt fand sich auch hier ein Quarzkorn mit dünner grüner Augithülle. Im Schliff fehlen Einsprenglinge, mit Ausnahme des auch hier wieder ziemlich häufigen Olivins, fast gänzlich. Die Grundmasse besteht aus feinen Plagioklasleisten (Ausl. ca. 25°) in fluidaler Anordnung, zwischen denen die gleichfalls sehr kleinen Augitkörnchen eingestreut sind. Magnetit ist ziemlich reichlich. Das ganze wird durchtränkt von rauchgrauer Basis; außerdem finden sich größere Tümpel braunen, körnigen Glases in ziemlich gleichförmiger Verteilung.

Im Prospekt der Ararat-Exkursion des VII. internat. Geologen-Kongresses ist das herrschende vulkanische Gestein dieser Gegend als Augitandesit bezeichnet; ich kann die drei soeben besprochenen, durchweg reichlich Olivin führenden Proben nur als Basalt ansehen.

Hantschalan: Schwarzgraues Gestein mit ziemlich großen, langgestreckten annähernd zylindrischen Hohlräumen. Als Einsprenglinge sind makroskopisch zu erkennen: kleine Plagioklase, Olivin und Augit. — Das mikroskopische Bild deckt sich fast genau mit den von Achta beschriebenen Gesteinen, nur sind — entsprechend dem makroskopischen Befunde — die Einsprenglinge hier etwas reichlicher. Die Auslöschungsschiefe beträgt bei den Plagioklasen der Grundmasse ca. 30°, bei den Einsprenglingen steigt sie auf 35° und mehr. Ungewöhnlich ist das Vorkommen vereinzelter rhombischer Pyroxene, die stark korrodiert und von einem Saume kleiner Augit- und Olivinkryställchen umgeben sind. Es fragt sich, ob hier eine der magmatischen Korrosion verfallene ältere Ausscheidung oder ein fremder Einschluß vorliegt. Die Tatsache erinnert an das von Hibsch [1]) beschriebene Vorkommen von Hypersthen in Quarzbasalt des Kau-

[1]) Diese Mitt., XVII, 286.

kasus, doch waren diese von einer einheitlichen Hülle monokliner Substanz umgeben. Auch Riva[1]) gibt von einem Basaltstrom des Alagös, bei Araisar (?), Hypersthen in Verwachsung mit Augit als häufigen Gemengteil an.

Jeruandakert: Schwarzes, etwas schlackiges Gestein mit zahlreichen Plagioklas- und Olivineinsprenglingen. Der Schliff zeigt eine mit den vorgehenden fast völlig übereinstimmende Ausbildung. Unter den Einsprenglingen ist der Plagioklas weitaus am häufigsten; seine Krystallform ist vollkommen, seine Substanz dagegen durch eingeschlossene Basis meist stark verunreinigt, auch Augit ist ihm häufig eingewachsen. Nach dem optischen Verhalten (30—35° Auslöschungsschiefe, bei 20—23° Differenzen in den kombinierten Albit- und Karlsbader Zwillingen) liegt, wie auch bei Achta und Ilantschalan, basischer Labrador vor. Nächst dem Plagioklas ist Augit, von blaßgelber Farbe, der häufigste Einsprengling; seine Größe übersteigt kaum 0·5 *mm*. Die gut ausgebildeten, völlig frischen Olivinkrystalle sind, wenn auch nicht gerade besonders reichlich, so doch in gleichmäßiger Verteilung und in genügender Menge vorhanden, um die Basaltnatur des Gesteins zu bestätigen. Die Grundmasse ist, wie in vorher angeführten ähnlichen Vorkommen, reichlich mit rauchgrauer Basis durchtränkt, daher die Ausbildung als hypokrystallinporphyrisch zu bezeichnen. In dieser mit feinem Staube teils opaker, meist aber bei starker Vergrößerung gelblich durchscheinender Körnchen und ähnlicher stabförmiger Entglasungsprodukte erfüllten Basis liegen in regelloser Anordnung, also nicht fluidal, massenhaft Plagioklasleistchen, kleine Augite sowie eckige Krystallkörner von Magnetit. Die mikrolithischen Individuen des Plagioklas sind vielleicht ein wenig, aber nicht erheblich saurer als die Einsprenglinge, da ihre Auslöschungsschiefe meist 30° nicht übersteigt.

Eriwan: Zwei Proben der Basaltdecke am Sangi-Ufer. Dies eine ein schwarzes, nahezu kompaktes Gestein mit nur vereinzelten größeren Hohlräumen, die andere, bedeutend hellere besitzt zahlreiche Blasenräume, deren Wände mit einem krystallinen Überzug auf Plagioklas- und Quarzkryställchen sowie braunen, metallisch glänzenden Biotitblättchen bedeckt sind. Makroskopische Einsprenglinge fehlen beiden Varietäten. U. d. M. erweisen sich beide überein-

[1]) L. c. pag. 20.

stimmend als olivinarme, einsprenglingsfreie Basalte, wesentlich nur durch die strukturelle Ausbildung verschieden. Das dunkle Gestein ist reich an rauchgrauer, körniger Glasbasis, wogegen sich die hellere Varietät fast vollständig krystallin entwickelt zeigt. Trotz des verhältnismäßig geringen Olivingehaltes möchte ich beide, offenbar eng zusammengehörige Gesteine doch noch zum Basalt rechnen, immerhin könnte hier vielleicht auch die Bezeichnung Augitandesit in Frage kommen.

Auf die zu Anfang dieser Beiträge[1]) als besondere Gruppe angeführten Gesteine der trachytischen Lakkolithe im nördlichen Vorlande des Kaukasus näher einzugehen, versage ich mir, weil ich einerseits nur über ein sehr beschränktes Material dieser Vorkommen verfüge und weil andererseits inzwischen von Cohen[2]) eine petrographische Charakteristik der betreffenden Gesteine gegeben ist, der ich nichts hinzuzufügen wüßte.

Zusammenfassung.

Übersehen wir zum Schluß noch einmal die ganze Reihe der beschriebenen jungvulkanischen Gesteine des zentralen Kaukasus und Armeniens, so tritt uns, namentlich wenn wir auch das in der Literatur niedergelegte Beobachtungsmaterial zu Hilfe nehmen, unverkennbar das Bild einer scharf ausgeprägten petrographischen Provinz entgegen. Es sei deshalb gestattet, das bereits eingangs Angedeutete jetzt etwas weiter auszuführen.

Sehen wir ab von den offenbar eine Sonderstellung einnehmenden Obsidianen und lassen wir die zuletzt erwähnten trachytischen Lakkolithgesteine als außerhalb der Grenzen des hier in Betracht kommenden Gebietes unberücksichtigt, so bleiben uns zwei große Haupttypen:

1. Der sauere, vom Dacit bis zum SiO_2-reichen Pyroxenandesit.

2. Der basische, der die Basalte und basaltischen Augitandesite umfaßt.

Jener enthält die Gesteine der großen Vulkanberge (Elbrus, Kasbek, Ararat, Zentralteil des Aragatz u. a.) sowie eine Reihe

[1]) Diese Mitt., XIX, 221.

[2]) Kontakterschein. a. d. Liparit-Lakkolithen der Gegend von Pjatigorsk im nördl. Kaukasus. — Mitt. d. nat. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen, 31, 1899.

kleinerer Kuppen (Djadjur, Borjom etc.), die vermutlich als Gang- und Stockbildungen aufzufassen sind. Der zweite Typus ist das Gestein der ausgedehnten Effusivdecken und -ströme. Wahrscheinlich entsprechen beide, wenigstens der Hauptsache nach, zwei verschiedenen Eruptivperioden, von denen die ältere die saueren Produkte lieferte. Soweit die Unterschiede.

Gemeinsam ist beiden Gruppen die Zugehörigkeit zu der Ca-(Mg-) Fe-Reihe alkali-, namentlich K-armer Magmen. Dieser chemische Charakterzug scheint im ganzen zentralkaukasisch-armenischen Eruptivgebiet mit größter Bestimmtheit ausgeprägt. Es folgt daraus das nicht minder bezeichnende negative Merkmal der „Provinz": jungvulkanische Gesteine der Alkalireihe, speziell K_2O-reiche, scheinen, soweit sich bis jetzt übersehen läßt (außer den Obsidianen), völlig zu fehlen. Echte Trachyte sind bisher aus dem ganzen Gebiete kaum bekannt geworden, ebensowenig Phonolithe und verwandte Gesteine.

Es ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß in dem weiten, immer noch verhältnismäßig wenig bekannten Gebiete auch solche Gesteine noch gefunden werden, doch kann ihr Fehlen in dem gesamten bisher bekannten, doch bereits recht stattlichen Material unmöglich auf Zufall beruhen.[1]) Es ist hierbei natürlich im Auge zu behalten, daß früher manches als Trachyt, Quarztrachyt etc. bezeichnet wurde, was wir heute nicht mehr dazu rechnen[2]), seitdem neuere Methoden, namentlich die bequeme Benutzung der Lichtbrechungsunterschiede

---

[1]) Wie bereits an anderer Stelle erwähnt, hatte ich seit Veröffentlichung des ersten Teiles dieser Beiträge durch die Freundlichkeit des Herrn Professor Karakasch Gelegenheit, dessen sehr umfangreiche längs der neuen Eisenbahnlinie Tiflis-Alexandropol-Kars gesammelte Gesteinssuite einer Durchsicht zu unterziehen. Die speziellen Ergebnisse werden an anderer Stelle Verwendung finden; hier darf ich soviel sagen, daß die obige Charakteristik des Gebietes dadurch ebenfalls bestätigt wird: unter hunderten von Schliffen fanden sich nur zwei oder drei, die durch Sanidingehalt eine stärkere Hinneigung zum Trachyt bekunden; unter diesen nur einer — ein Stück aus Tuff vom Berge Djadjur — der als wirklicher Trachyt bezeichnet werden könnte. — Es mag erwähnt werden, daß auch die alten Gesteine des Gebietes viele Ähnlichkeit mit den jungvulkanischen aufweisen, doch ist hier auch die Alkali- und speziell die Na-Reihe gut vertreten durch Granit-Syenit, Quarzporphyr und Keratophyr.

[2]) In dieser Hinsicht möchte ich auch auf v. Ammons Bemerkungen über die Gesteine von Kum-Tube im Tschegemtal, Abichs „Quarztrachytformation" verweisen. — „Petrogr. u. paläont. Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine" in Merzbacher, Aus den Hochregionen des Kaukasus, II, 791.

nach Becke, eine sichere Unterscheidung von Sanidin und Plagioklas gestatten.

In geologischer Beziehung ließen sich verschiedene Parallelen mit anderen Vulkangebieten ziehen. Auf die außerordentlich große Analogie mit der ecuatorianisch-columbianischen Region — wenigstens was die großen Vulkanberge und deren Produkte betrifft — wurde schon mehrfach hingewiesen, doch fehlen diesem Gebiete die basaltischen Deckenergüsse. Eine ähnliche Verbindung beider Eruptivformen wie in Armenien bieten verschiedene Gegenden Nordamerikas, z. B. der Nationalpark mit den angrenzenden Landstrichen, ferner auch wohl das Gebiet der „Columbia-Lava“ im äußersten Nordwesten der Union. — Für das sporadische Auftreten der Obsidiane scheint Island ein Seitenstück zu bieten. — So lockend indessen derartige Vergleiche auch erscheinen mögen, so kann doch ihr Wert, wenn es sich nicht um einigermaßen genau erforschte Gebiete handelt, immer nur ein zweifelhafter sein, weshalb wir den Gegenstand — ohne weitere Verfolgung solcher Analogien — hiermit verlassen wollen.

II. Neues Krystallrefraktometer

zur Bestimmung größerer und mikroskopisch kleiner Objekte nach C. Klein.[1])

(Mitteilung aus der R. Fueßschen Werkstätte.)

Von C. Leiss.

Mit 7 Textfiguren.

Die Konstruktion dieses auf dem bewährten Abbeschen Prinzip beruhenden Refraktometers entstand unter dem Gesichtspunkt, dem Mineralogen ein Instrument an die Hand zu geben, mit Hilfe dessen er in der Lage ist, selbst kleine, im Gestein beziehungsweise im Dünnschliff eingeschlossene Mineral-Körnchen oder Plättchen der Messung zugänglich zu machen. Dies gelang durch die Vereinigung der Vorzüge und bewährten Einrichtungen verschiedener Instrumente in einem Instrument.

Um sehr kleine Krystalle und auch Krystallplättchen im unbedeckten Dünnschliff ohne vorherige umständliche Präparation, wie Abdecken der Umgebung durch Lack, Metallscheiben usw., der Messung zugänglich zu machen, war es nötig, zweierlei Bedingungen in der Konstruktion zu erfüllen:

1. Es mußte behufs exakter Zentrierung dieser kleinen Krystalle oder Mineraleinschlüsse im Dünnschliff oder angeschliffenen Gesteinsstück das Instrument mit einem Mikroskop verbunden werden. Dies geschah im Gegensatz zu dem früher von C. Klein (Sitzungsber. d. Berl. Akad., 1898, pag. 325) beschriebenen Instrument, welches mit einem feststehenden Mikroskop und einem Fernrohr ausgestattet

[1]) C. Klein, Sitzungsber. der Berl. Akad., 1902, pag. 113 und pag. 653; ferner: C. Leiss, Zeitschr. f. Instr.-Kunde, 1902, pag. 331.

war, durch die Konstruktion eines einzigen Beobachtungsrohres, welches Mikroskop und Fernrohr vereinigt.

2. Es mußte, nachdem mittelst der direkten Mikroskop-Beobachtung das Objekt zentriert war, in geeigneter Weise alles störende Licht für die Messung abgeblendet werden. C. Klein hat dies bei seinen früheren Totalreflektometern durch Abdecken mittelst Lack- oder Metallblenden am Präparat selbst erreicht, während Pulfrich[1]) sich einer in der Ebene der Austrittspupille des Fernrohrokulares angebrachten Blendscheibe mit mehreren kleinen Öffnungen bediente. Wallerant[2]) verbindet bei seinem als Attribut des Mikroskopes dienenden Totalreflektometer bereits Fernrohr und Mikroskop in einem Rohr und benutzt dabei zur Abblendung auch die Irisblende. Aber die Anwendung des Prismas als Brechungskörper beim Wallerantschen Instrument und die Anwendung desselben in Verbindung mit einem Mikroskop erschwert das bequeme und praktische Arbeiten doch außerordentlich. Es kommt noch dazu, daß das Wallerantsche Instrument durchaus nicht ohne Weiteres, wie dies z. B. Weinschenk[3]) annimmt, gebraucht werden kann, sondern es in jedem Falle nötig ist, den Mikroskoptubus erst in der von Wallerant angegebenen Art umzugestalten, was bei den meisten Tuben gar nicht oder nur schwer möglich ist.

In welcher Weise in der vorliegenden Konstruktion die vorstehend aufgeführten Forderungen erfüllt wurden, zeigt Fig. 1, welche einen Hauptschnitt durch das neue Fernrohr darstellt.

Beschreibung des Fernrohres bzw. Mikroskopes. Der bequemen Beobachtung wegen ist das Fernrohr ein „gebrochenes“. *Ob* ist das Objektiv, dessen Bildebene durch ein × in Figur 1 markiert ist, *Oc* ist das aus einer Linse bestehende Okular, *P* das totalreflektierende Prisma, *N* ein aus- und einschaltbares und mittelst eines Knöpfchens drehbares Nicolsches Prisma, *J* die in der Austrittspupille des Okulares befindliche Irisblende; *L* ist eine aus zwei Linsen bestehende Vorschlaglupe, wie sie bereits von Czapski und Pulfrich für einen ähnlichen oder gleichen Zweck angewandt wurde.

[1]) Zeitschr. f. Instr.-Kunde, **19**, pag. 4, 1899.

[2]) Bull. de la Soc. franç. de Minéral., **20**, pag. 211, 1897.

[3]) Weinschenk, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskopes, pag. 30.

Dieselbe ist in einer Hülse verschiebbar und kann mittelst eines Gelenkarmes rasch vor die Irisblende geklappt oder weggeschlagen werden. Die Linse *c* vor dem Objektiv *Ob* ist die bekannte Korrektionslinse, welche die aus der Halbkugel konvergent austretenden Strahlen parallel macht. Durch Einschalten der Lupe *L* wird das Fernrohr sofort in ein schwach vergrößerndes Mikroskop umgewandelt, mit dem man nicht nur das Präparat von oben her (durch die Luft), sondern auch von unten her (durch die Halbkugel) betrachten kann. Durch geeignete Wahl der Linsen ist dies ohne jegliche Korrektion oder Veränderung in der Einstellung des Mikroskopes möglich. Als Fernrohr, also bei weggeklappter Lupe *L*, erhält man mit demselben eine Vergrößerung von + $1^1/_4$. Als Mikroskop,

Fig. 1.



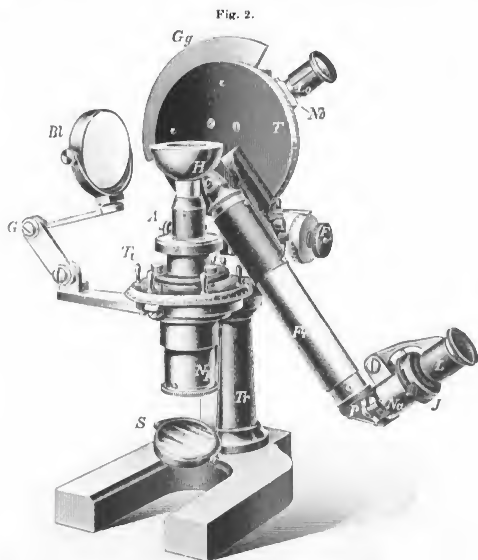
also bei vorgeschlagener Lupe *L*, beträgt die Vergrößerung + 10. Der Gebrauch des Mikroskopes bzw. des Fernrohres ergibt sich am besten durch Erläuterung einer Messung an einem kleinen Krystall oder einem Plättchen im Dünnschliff.

Durch Einschalten der Lupe *L* wird das Beobachtungsrohr zunächst in ein schwach vergrößerndes Mikroskop umgewandelt und das mit einer starkbrechenden Flüssigkeit (Monobromnaphtalin, Methylenjodid oder dgl.) befeuchtete Präparat durch Verschieben zentriert und unter gleichzeitiger Einschnürung der Irisblende *J* alles übrige vom Sehfeld abgeschlossen, so daß nur das zu messende Präparat im Mikroskop sichtbar ist. Hierbei kann man das Präparat durch die Halbkugel hindurch (Schrägstellung), wie bei der eigentlichen Messung, oder von oben her durch die Luft (Vertikalstellung) betrachten. In beiden Fällen wird man gut tun, das Objekt von unten her durch den üblichen Spiegel *Sp* (Fig. 2) zu beleuchten. Durch

Ausschalten der Lupe L wird das Mikroskop wieder in ein Fernrohr umgewandelt, mit dessen Hilfe der Grenzwinkel [1]) bestimmt wird.

Beschreibung des Instrumentes (Fig. 2). In die Tischplatte, die von einer auf hufeisenförmigem Fuße sitzenden Säule getragen wird, ist der in Grade geteilte Horizontalkreis K drehbar

Fig. 2.



eingesetzt. Er trägt oben einen durchbohrten Fortsatz, auf dem die Halbkugel befestigt ist. Die an dem Fortsatz befindlichen Schrauben z dienen zur Zentrierung und die Schrauben j zur Justierung der Halb-

[1]) Zur bequemen Ermittlung der Brechungsindizes aus dem Grenzwinkel w der totalen Reflexion sind für die bei den Refraktometern von Fueß benützten Gläser (N) in der Schrift des Verfassers: „Die optischen Instrumente usw.", pag. 363 bis 367, Tabellen, gegeben.

kugel *H*. *Sp* ist der Spiegel, der wie üblich zur Beleuchtung des Präparates von unten her für die Beobachtung mit dem Mikroskop dient. In dem Rohr *P* befindet sich als Polarisator ein Nicolsches Prisma, welches mittelst seiner Hülse in die drei Stellungen 0°, 45° und 90° gebracht werden kann. Der Vertikalkreis *V*, an welchem das Fernrohr bzw. das Mikroskop angebracht ist, ist in halbe Grade geteilt; der mit Ableselupen versehene Nonius gibt Minuten an. Die Teilung des Kreises geht nur von 0 bis 100 Grad, es ist jedoch noch ein Strich auf dem Kreis angegeben, welcher mit dem Null-

Fig. 3.

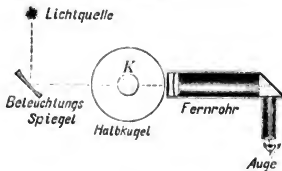
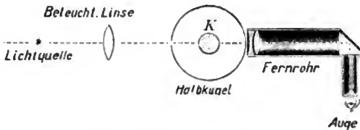


Fig. 4.



strich des Nonius koinzidieren muß, wenn das Mikroskop vertikal stehen soll. Es wird indes eine Abweichung von einigen Graden bei der Beobachtung in Anbetracht der geringen Vergrößerung nie schädlich sein.

Die Mikrometerschraube *M* hat 0·5 *mm* Steigung; ihre Trommel ist für Dispersionsmessungen [1]) (unter Anwendung von Geislerschen Röhren) in 150 Grad geteilt; 1 Intervall derselben gibt 12″ an.

Die Beleuchtung des Präparates bei den Messungen geschieht in der Regel mittelst homogener Leuchtflammen. Die zweckmäßigste Stellung der letzteren erläutern die Fig. 3 und 4. Bei Fig. 3 steht die Lichtquelle hinter dem Instrument und das Licht wird durch

[1]) Vgl. hierüber z. B. C. Leiss, Optische Instr. usw., pag. 368 bis 370

einen mit den Gelenkarmen l, l_1, l_2 (Fig. 2) versehenen Spiegel *Bl* (Plan- und Hohlspiegel) auf das Präparat geworfen. In Fig. 4 ist behufs intensiverer Beleuchtung, wie besonders bei kleinen Präparaten nötig ist, der Beleuchtungsspiegel durch eine Beleuchtungslinse ersetzt und die Lichtquelle deshalb links vom Beobachter aufgestellt.

Wo es die Präparate irgend ermöglichen, wird man bei der Beleuchtung die Methode des streifenden Lichteinfalles (Fig. 5) anwenden, weil hierbei die Grenze am markantesten auftritt. Das Sehfeld ist bei der Einstellung, wie Fig. 5 veranschaulicht, zur Hälfte hell erleuchtet und zur Hälfte vollständig schwarz.

Bei der Benützung der Methode des reflektierten Lichtes (Fig. 6) erscheint die eine Hälfte des Sehfeldes weniger hell als die andere, die Grenzlinie ist also weniger markant wie im ersten Falle.

Fig. 5.

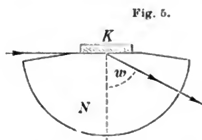
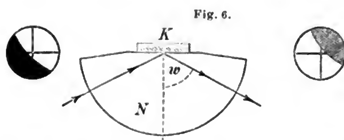


Fig. 6.



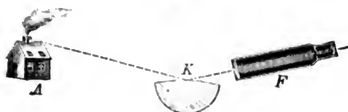
Während man bei streifendem Einfall sich gleich bequem des Spiegels oder der Beleuchtungslinse (oder der direkten Lichtquelle allein) bedienen kann, ist die Anwendung der Beleuchtungslinse im reflektierten Licht etwas mit Umständen verknüpft. Man muß hierbei, da die Lichtquelle beträchtlich unter der Ebene der Refraktometer-Halbkugel stehen muß, entweder die Lichtquelle oder das Refraktometer auf ein in der Höhe verstellbares Stativ bringen, um den Lichteinfall innerhalb der erforderlichen Grenzen regulieren zu können.

Die Zentrierung und Justierung der Halbkugel geschieht in gleicher Weise wie bei allen derartigen Refraktometern mit halbkugelförmigem Glaskörper (vgl. hierüber z. B. Czapski, Zeitschr. f. Instr.-Kunde, **9**, pag. 254, 1889 und die Schrift „Opt. Instr. etc.", pag. 41). Zur Justierung der Halbkugel verfährt man am einfachsten und raschesten in der durch Fig. 7 erläuterten Art:

Die vor dem Fernrohrobjektiv befindliche Korrektionslinse *c* (Fig. 1 und 2) ist durch Abschrauben während der Operation des Justierens entfernt. *A* bedeutet ein entferntes Haus, dessen Dachkante

oder dgl. mit dem Kreuzungspunkte der Fäden des Fernrohres F zur Deckung gebracht wird. Bei der Drehung der Halbkugel K um ihre vertikale Achse muß eine anvisierte Kante etc. des Hauses im Fernrohr unverändert still stehen bleiben, sofern die Auflagefläche normal steht. Im anderen Falle muß an der betreffenden Korrektionsschraube j (Fig. 2) die erforderliche Justierung vorgenommen werden. Es empfiehlt sich, an den Schrauben nur immer ganz wenig zu stellen, weil man sonst leicht den Fehler noch verschlimmern kann. Der Sicherheit halber tut man gut, während des Drehens an den Schrauben das Auge nicht vom Fernrohr zu entfernen, um die Wirkung genau zu verfolgen.

Fig. 7.



Zum Schlusse gebe ich nachstehend noch einige mit dem Instrument an verschiedenem Material ausgeführte Messungen:

Aragonit von Bilin in Böhmen (3 *mm* großer Krystall in Zylinderform geschliffen)
für Na-Licht (bei streifendem Lichteinfall)

$\alpha = 1{\cdot}5254$
$\beta = 1{\cdot}6774$
$\gamma = 1{\cdot}6811$

Asparagin (sehr kleiner und unhomogener Krystall).
für Na-Licht (im reflektierten Licht)

$\alpha = 1{\cdot}5482$
$\beta = 1{\cdot}5814$
$\gamma = 1{\cdot}6202$

Weinsäure (5 *mm* großer Krystall in Zylinderform geschliffen)
für Na-Licht (bei streifendem Lichteinfall)

$\alpha = 1{\cdot}4941$
$\beta = 1{\cdot}5349$
$\gamma = 1{\cdot}6042$

Phenakit von Stretinsk an der Takoweia im Ural (etwa 3 *mm* großer Krystall)

für Na-Licht (im reflektierten Licht)

$\omega = 1{\cdot}6512$

$\varepsilon = 1{\cdot}6680$

Quarz, etwa 1 *mm* großes Quarzkorn in einem kleinen angeschliffenen Granitstück

(im reflektierten Licht)

$\omega = 1{\cdot}5443$

$\varepsilon = 1{\cdot}5530$

Zur Beleuchtung des zu untersuchenden Krystalls wird man sich je nach der Beschaffenheit desselben einmal besser des Hohl-, das andere Mal zweckmäßiger des Planspiegels bedienen. Kleine und stark absorbierende Krystalle erfordern die Anwendung des Hohlspiegels, während sich bei der Untersuchung von künstlichen, wenig homogenen und unreinen Krystallen die Anwendung des Planspiegels empfiehlt, da bei Benützung des Hohlspiegels unter Umständen die meist schwachen Grenzen — selbst bei streifendem Lichteinfall — so sehr von Licht überflutet werden, daß sie häufig gar nicht zu erkennen sind. Vielfach läßt sich die Deutlichkeit der Grenzen auch durch die Anwendung des Okular-Nikols erhöhen. — Mineralkörnchen im Dünnschliff oder im angeschliffenen Gesteinsstück lassen sich ohne Schwierigkeiten bis herunter auf $^{3}/_{4}$ *mm* Größe messen, sofern die Körner frisch und klar sind.

III. Zur Würdigung der gegen meine Veröffentlichungen von C. Doelter und K. Went gerichteten Angriffe.

Von **Dr. Julius Romberg** in Berlin.

Die Abhandlungen von C. Doelter, „Der Monzoni und seine Gesteine. I und II.“ Sitz.-Ber. kais. Akad. Wien, Bd. CXI, Sitzg. v. 18./12. 1902, pag. 929/986 und ebenda Bd. CXII, Sitzg. v. 8./1. 1903, pag. 169/236, sowie von seinem Begleiter und Schüler K. Went: „Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni“, ebenda Bd. CXII, Sitzg. v. 19./2. 1903, pag. 237/287 enthalten mit Bezug auf meine Arbeiten über die Gebiete von Predazzo und Monzoni eine Reihe von Angaben, die einer Berichtigung bedürfen.

Bei dem hochangesehenen Charakter der Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie d. Wissenschaften zu Wien wird die Klarlegung des tatsächlichen Sachverhalts zur Notwendigkeit. Ich werde die Beweise erbringen, daß die von Doelter und Went angewandten Mittel die gleichen sind wie jene, die ich aus ähnlichem Anlasse jüngst bei dem Assistenten des ersteren, J. A. Ippen, kennzeichnen mußte. [1])

Ich muß mich hier auf jene Fälle beschränken, die in direkte Beziehung zu meinem Namen gebracht wurden; sonstige Unrichtigkeiten sowie Verschiedenheiten in der Auffassung geologisch-petrographischer Verhältnisse sollen an anderer Stelle eingehender behandelt werden.

---

[1]) J. Romberg, „Zur Abwehr“. Zentr.-Bl. f. Miner., Geol. etc. Stuttgart 1903, Nr. 16, pag. 497/503.

J. Romberg, „Zur Richtigstellung“. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1903, Nr. 12, pag. 245/249.

Höhenangaben.

C. Doelter, dessen eigene Bezeichnung der Fundorte die für genannte Gebiete erforderliche Genauigkeit vermissen ließ, versucht die Höhenmessungen für die zahlreichen, von mir ebendaher neu beschriebenen Gesteins-Vorkommen zu diskreditieren. Er sagt z. B. I, pag. 930, „daß Höhenmessungen mit unvollkommenen kleinen Instrumenten auszuführen" ihm „sehr gewagt" erscheine, es „könnten aus den daraus resultierenden Irrtümern sogar große Nachteile erwachsen", sowie ferner I, pag. 939, als er einen von mir erwähnten Olivinmonzonit-Gang nicht aufgefunden hat, „daß eben derartige Höhenangaben überhaupt nicht zuverlässig sind". . . . „Wie könnten solche mit einem Taschenaneroid vorgenommenen Höhenbestimmungen auf 1 *m* genaue Angaben liefern, wie sie Romberg anführt, und dies bei einer Meereshöhe von 2000 bis 2600 *m*." Nochmals wird das nämliche Vorkommen herangezogen II, pag. 197: „Romberg nennt ein Gestein bei 2500 *m* Höhe Olivinmonzonit, ich fand in jener Höhe kein derartiges Gestein, was aber nur beweist, daß seine Höhenmessungen mit unvollkommenen kleinen Apparaten nur geringen Wert haben."

Statt des für solch absprechendes Urteil erforderlichen Nachweises zahlreicher Fehler wird von allen meinen Höhenangaben durch Doelter nur der einzige obige Fall (auch dieser zu Unrecht) anzuzweifeln versucht und dabei eigentümlicherweise II, pag. 197 die falsche Ziffer 2500 *m* statt meiner Höhenmessung von 2570 *m* eingesetzt. Aber auch die Nichtigkeit dieses einzigen Falles läßt sich sofort erweisen, denn ich beschrieb I, pag. 688/89 [1]):

„Die Gratwanderung von der Riccoletta zum Mal Inverno", das heißt zwischen den Spitzen 2644 *m* und 2632 *m* der Generalstabskarte, so daß bei den keineswegs beträchtlichen Senkungen des Grats ein etwaiger Fehler in der Höhenbestimmung durch die doppelte Kontrolle auf ein geringes Maß reduziert werden mußte. Weiter schränkten nachfolgende nähere Angaben den Raum für das Vorkommen dieses Olivinmonzonits derartig ein, daß solcher ohne jede Höhenbestimmung leicht festzustellen wäre. Die ganze Osthälfte

[1]) J. Romberg, „Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo". I. u. II. Sitz.-Ber. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1902, Heft XXX, Sitzung v. 12./6., Heft XXXII, Sitzg. v. 26./6., pag. 675/702 und pag. 731/762.

der Strecke wurde ausgeschlossen durch den Zusatz „westlich der Riccolettascharte“ (der Einsenkung zwischen genannten Gipfeln); die Wanderung am Grate nach W. führt von da nach meiner Beschreibung durch Monzonit, der bei 2565 *m* von schmalen Augitfelsgängen, bei etwa 2570 *m* unweit der Kalkgrenze am Mal Inverno von fraglichem feinkörnigen Gange von Olivinmonzonit durchsetzt wird. Im Kalke selbst trifft man bei zirka 2610 *m* eine Apophyse von metamorphem Monzonit, die von dem normalen Monzonite des Gipfels bei 2632 *m* ausgehen dürfte.

Durch Unterdrückung der wichtigsten Stellen bei Zitaten aus meinen Arbeiten sucht Doelters Begleiter, der prov. Gymnasiallehrer Went, scheinbar besser begründete Einwürfe der Ungenauigkeit gegen mich vorzubringen (l. c. pag. 246):

„Die Bezeichnung nach Höhen verliert deshalb an Wert, weil solche mit Taschenaneroiden ausgeführte Bestimmungen in der Regel ungenau sind, weil Irrtümer bis zu 100 *m* leicht denkbar sind und es eine bekannte Tatsache ist, daß Höhenbestimmungen über 2000 *m* selbst mit guten Aneroiden durchaus unverläßlich sind. Es ist daher unbegreiflich, daß Romberg solche Messungen bis auf 1 *m* als genaue angibt, dagegen anderen, die solche ungenaue Messungen überhaupt nicht anführen, diese Unterlassung vorwirft. Was soll man dazu sagen, wenn er eine Fundortsangabe Ippens deswegen kritisiert, weil sie nach Rombergs Angabe und Messung um 17 Schritt differiert, wo dazu noch der Schritt ein nicht zulässiges Maß ist. Rombergs Fundortsangaben sind zumeist nur scheinbar genau. Er gibt z. B. an (III, pag. 8) [1] einen Gang bei etwa 2180 *m* im Monzonit des Pallerabbiose! Diesen Gang dürfte man wahrscheinlich erst nach längerem Suchen, wenn überhaupt finden. Oder Westseite des Ostarmes des Val Riccoletta (III, pag. 6), bei 2400 *m* zwischen Rizzoni und Allochet (III, pag. 7), oder Val sorda bei 1900 *m*, oder (II, pag. 16) mächtige Schrunde zwischen Allochet und Riccoletta, man weiß nicht, ob Nord- oder Südabhang.

Wenn schon Romberg mit Unrecht Ippen den Vorwurf macht, daß seine Fundortsangaben ungenau sind, so sollte man von ihm umsoweniger Ungenauigkeiten zu erwarten haben.“

[1]) J. Romberg, „Geologisch-petrographische Studien in den Gebieten von Predazzo und Monzoni“. III. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1903, H. IV. Sitzg. v. 22. Januar 1903, pag. 43/68.

Die Art der Begründung von Wents Einwürfen werde ich der Reihe nach für jeden einzelnen Fall nachweisen.

Ich hebe zunächst die für den Kenner des Gebietes ohne weiteres ersichtliche Tatsache hervor, daß alle bis auf 1 *m* genaue Messungen den offiziellen Karten entnommen wurden. die ich im Maßstabe 1 : 25.000, 1 : 50.000, 1 : 75.000 besitze. Die Bestimmungen mittelst Aneroid wurden abgerundet publiziert, nachdem solche durch Vergleich mit den trigonometrisch festgelegten Punkten der Karten stets kontrolliert und corrigiert worden waren.

Solche Höhenkôten sind aber in ausreichender Zahl vorhanden, z. B. an der Nordseite des Monzoni: Kapelle 1522 *m*, Monzoni-Alpe 1801 *m*, am Le Selle-Weg 2046 *m*, Le Selle-Paß 2531 *m*, außerdem die Berggipfel selbst und weitere; ebenso auf der Südseite und noch günstiger bei Predazzo.

Die barometrischen Beobachtungen fanden fortlaufend bei Auf- und Abstieg statt; sie wurden zu verschiedenen Zeiten wiederholt und die Fehlergrenze dadurch bei etwaigen Schwankungen möglichst reduziert.

Auch die relative Zuverlässigkeit meines Aneroids konnte häufig konstatiert werden durch Vergleich mit anderen Instrumenten bei einer Reihe gemeinsamer Touren in meinem Arbeitsgebiete sowie durch Prüfung in neu vermessenen Alpenteilen.

Anderen Geologen, die eventuell meine Fundstellen aufsuchen wollen, dürften bessere Hilfsmittel auch nicht zu Gebote stehen.

Gegenstandslos wäre eigentlich der nächste Vorwurf Wents, daß ich eine Fundortsangabe Ippens wegen einer Höhendifferenz von 17 Schritt kritisiert hätte, weil dort überhaupt jede Höhenbestimmung fehlt.

Es handelt sich um eine altbekannte, in vielfacher Beziehung bedeutsame Lokalität, von deren Gesteinen mehrere Analysen (durch v. Hauer und Lemberg) vorliegen. Die zweifelsfreie Position derselben hatte hier einmal eine Nachprüfung zugelassen, während die Identität anderer Vorkommen wegen unbestimmter Angaben darüber stets hätte in Abrede gestellt werden können. [1])

Es ergab sich (III, pag. 56 und 60), daß von Ippens Beschreibung des „Melaphyr mit Granatsalband“, Gang im Kalk „in Verbindung

---

[1]) Siehe später Camptonitgang hinter der Brauerei von Predazzo.

mit einem Granitgang auftretend", nicht nur die Bezeichnungen „Melaphyr" und „Granit" wenig berechtigt seien, sondern daß auch die Verbindung zwischen jenen beiden (die auf verschiedenen Seiten des Wegs zum Agnello anstehen) nicht existiere. Jedenfalls sei die aus dem Zusammenhang beider gezogene Folgerung Ippens, „daß es jüngere Melaphyre gibt", hinfällig, da ich den Nachweis des Gegenteils erbringen konnte durch Apophysen, die sich von eben diesem „Granitgange" aus in einen unterhalb desselben befindlichen zweiten Porphyritgang erstrecken, was Doelter unbekannt geblieben war.[1]) Tatsächlich enthalte auch jener „Melaphyr mit Granatsalband" nicht die daraus beschriebene barkevikitische Hornblende, jenes charakteristische Mineral der jüngeren Camptonite.

Die Bedeutsamkeit all dieser Einzelheiten ergibt sich aus der in nächster Nähe verlaufenden Grenze zwischen Kalk, Porphyrit und Syenit (oder Monzonit Doelters), aus der Wichtigkeit der gegenseitigen Altersbeziehungen und der sich anknüpfenden geologischen Folgerungen; außerdem war die durch Becke, Brögger u. a. endlich erreichte Trennung der Camptonite von den Melaphyren wieder in Frage gestellt.

Durch meine Dünnschliffe sämtlicher in Betracht kommenden Gesteine konnte ich feststellen, daß sich solche barkevikitische Hornblende zwar in einem 17 Schritt tiefer am Wege befindlichen, von obigem durchaus getrennten Gange nachweisen lasse, hier aber nachträglich eingewandert sei.

Aus dieser Sachlage zieht Went den Schluß, ich hätte „die Fundortsangabe Ippens deswegen kritisiert, weil sie .... um 17 Schritt differiert".

Die Schrittzahl war in diesem Falle das einzig brauchbare Distanzmaß.

Noch unglücklicher ist das Vorgehen Wents für den „Gang bei etwa 2180 *m* im Monzonit der Palle rabbiose", der nur schwer, „wenn überhaupt" aufzufinden sein dürfte.

Er unterdrückt hier nicht nur meine weiteren Ausführungen: „Liebeneritporphyr, 150 *cm* breit, fast direkt über der Kalkgrenze", sondern auch den wichtigen Hinweis daselbst, daß es sich um den einzigen aus diesem ganzen Gebiete bekann-

[1]) C. Doelter, „Exkursion nach Predazzo", pag. 24.

ten Gang solchen nephelinhaltigen Gesteins handle, den schon Weber erwähnt hätte. Zu meiner Kennzeichnung des Vorkommens nahe dem vielbesuchten Kontakt von Monzonit und Kalk tritt also noch Webers Angabe „in der kleinen Schlucht beim Übergange vom Pesmedatal zum Anorthit-Fundort".

Es resultiert aus diesen Ausführungen, daß entweder Went, besser Doelter, diesen einzigen Liebeneritporphyrgang nicht gefunden hatte, wodurch die neun Bezugnahmen Doelters auf Nephelingehalt[1]) der Monzonigesteine in seiner Abhandlung in ein ganz eigentümliches Licht gerückt würden, oder derselbe war tatsächlich bekannt, was die spärliche Notiz unter Palle rabbiose (l. c. II, pag. 184) „tief unten kommt Liebeneritporphyr vor" schließen läßt, dann erfolgte der Vorwurf gegen mich wider besseres Wissen.

Fast ließe sich letzteres vermuten nach der Wahl des folgenden Beispiels für meine Ungenauigkeit „Westseite des Ostarms des Val Riccoletta". Denn wie könnten hierbei sonst meine Höhenmessung „bei etwa 2065 *m*" und die fernere Angabe „direkt oberhalb der Quarzporphyritgrenze" fortgelassen worden sein, durch welche, da meine Beschreibung günstige Aufschlüsse leicht kenntlicher Gesteine im Monzonit darüber betrifft, das Vorkommen so genau präzisiert wurde, daß es geradezu als ein typisches Beispiel meiner Sorgfalt in der Bezeichnung der Fundorte gelten könnte.

Im nächsten Falle, „bei etwa 2400 *m* zwischen Rizzoni und Allochet" wird wieder die nähere Bezeichnung „an der Südseite" ausgelassen, die hier zur Orientierung völlig ausreicht, da wegen steiler Felsabstürze das Traversieren an den weglosen Abhängen dort ungefähr in jener Höhe erfolgen muß und zu dem beschriebenen Gestein führt.

Eine Fundstelle „Val Sorda bei 1900 *m*" existiert überhaupt nicht in meinen Abhandlungen; falls etwa die Tuffvorkommen bei Predazzo gemeint wären (III, pag. 53), so wäre wieder die spezielle Beschreibung: „am Wege von Vardabe zur Cima Feoda bei etwa 1740 *m* und unweit des Val Sorda bei etwa 1940 *m*" unterdrückt worden.

Auch der letzte Vorwurf über die „mächtige Schrunde zwischen Allochet und Riccoletta, man weiß nicht ob Nord- oder Südabhang", ist unberechtigt.

---

[1]) Siehe Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst., Wien 1903, Nr. 12, pag. 245—246.

Wieder fehlt im Zitat „bei etwa 2180 *m*“ und „an der Nordostseite“; es wird die fragliche Runse auch ausdrücklich zwei Seiten vorher als Fundort des bekannten „Traversellit“ von mir gekennzeichnet.

Übrigens genügte jene als ungenau gerügte Beschreibung eines neuen Ganggesteines, des Wehrlit, ebendaher völlig für Doelter, dieses nachträglich an gleicher Stelle aufzufinden, nach seiner Angabe mit geringen Verschiedenheiten im Schliffe.

Ein Fundort Doelters.

Als ein Beweis für die gekünstelte Art, mit der jedes Eingeständnis eines Irrtums durch Doelter und Mitarbeiter umgangen werden soll, sowie überhaupt für die Schwierigkeit bei der Identifikation eines seiner Fundorte mag folgendes Beispiel dienen.

Ich hatte seinerzeit zu Ippens Beschreibung eines „Camptonit hinter der Brauerei von Predazzo, den Monzonit durchbrechend“ bemerkt, daß es statt Monzonit richtig Granit heißen müsse. Notorisch steht hinter der Brauerei, die mit ihrer breiten Front an der Hauptstraße gelegen ist, die zwischen jener und dem Avisio verläuft, an dessen linkem Ufer kein Monzonit, sondern nur Granit, mit einer Anzahl von Camptonitgängen darin an. Recht willkürlich verkehrt Went diese Tatsache in das Gegenteil und erwidert für Ippen pag. 270: „Dieses vom rechten Avisio-Ufer stammende Gestein durchbricht den Monzonit und nicht, wie Romberg (III, pag. 3) fälschlich behauptet, den Granit.“ Will man Went selbst auf dies gegenüber liegende rechte Ufer folgen, so trifft man auch dort keinen Monzonit, der sich erst weiter südlich einstellt, noch Ippens „typischsten der Camptonite“, sondern Porphyrit, reich an Eisenkies, den freilich Doelter als „Monzonit mit brauner Färbung“, „sehr pyritreich“ in seiner „Exkursion nach Predazzo“ pag. 23 aufführt. Ein Camptonitgang, wie der geschilderte, ist übrigens auch von jener Stelle nicht beschrieben.

Änderung von Ortsbezeichnungen.

In Übereinstimmung mit Doelter und Went (pag. 251), „daß im Fassanergebiete die Bergnamen schwer eruierbar sind“, bin ich wegen Einheitlichkeit der Nomenklatur (III, pag. 48) gerne auf Doelters Vorschlag von 1902 eingegangen, für die höchste Erhebung

in der Monzoni-Kette (2644 *m*), die in der neuesten Generalstabskarte keinen Namen trägt, aus der alten Karte die Bezeichnung Ricoletta beizubehalten. Der Name Rizzoni sollte für die östlich davon gelegene Spitze (2624 *m*), welche in der alten und in Doelters Karte von 1875 namenlos blieb, während in ersterer ein Berg nördlich des Le Selle-Passes so bezeichnet gewesen war, reserviert werden; dem östlichen Kalkgipfel (2608 *m*) käme dann der Name Punta d'Allochet zu. Eine Übereinstimmung der neuesten Karte mit den Angaben der Führer war dadurch nahezu erzielt.

Anders verhielt es sich dagegen mit dem von Süden zu der Einsenkung (Ricoletta-Scharte) zwischen Mal Inverno und Ricoletta hinaufziehenden Tale. Wegen besserer Orientierung ergab sich die Notwendigkeit zu folgender Bemerkung (III, pag. 46) von mir: „Val Ricoletta (wie das auf Doelters Karte als Toal dei Rizzoni bezeichnete Tal tatsächlich genannt wird, während ersterer Name den weiter östlich gegen Allochet gelegenen schmalen Runsen zukommt)." Diese Abänderung beruht auf übereinstimmender Auskunft (die Generalstabskarte enthält hier keine Namen) der ortskundigen Führer, Eigentümer, Waldaufseher und paßt ausgezeichnet zu den natürlichen Verhältnissen, indem das Val Ricoletta den Zugang zur Ricoletta, die beiden östlichen Runsen, Toaj dei Rizzoni, welche in der Doelterschen Karte unbenannt waren, solchen zu jenem gleichnamigen Gipfel vermitteln. In letztere östliche Runsen wird man auch geführt, wenn man Toal dei Rizzoni zu besuchen verlangt.

Während sich Doelter selbst (II, pag. 189) mit diesem Tatbestand abzufinden sucht, „den Namen Rizzoni führen mehrere Schluchten am Südabhang des Monzoni", speziell das längere, aus zwei Schluchten bestehende Tal, „von denen die eine, vom Mal Inverno hinziehend, auch Toal Mal Inverno heißt, während die andere von der Ricolettaschlucht ihren Ursprung nimmt (Toal Ricoletta)", lese man die folgenden charakteristischen Auslassungen Wents (l. c. pag. 251), zu welchen ich nur bemerke, daß ich an keiner Stelle gegen andere wegen Nichtbenutzung meiner Angaben Vorwürfe erhoben habe:

„Nur Romberg gibt mit apodiktischer Sicherheit neue Namen ohne nähere Begründung derselben; das, was früher Rizzoni hieß, nennt er Allochetspitze, während auf der Karte die Kalkspitze östlich vom Paß diesen Namen trägt. Dagegen wäre allenfalls nichts einzuwenden, wenn nicht Romberg die von ihm — auf welche

Weise sagt er nicht — ermittelten Namen, die sich auch auf keiner Karte finden, als unanfechtbar betrachten würde und anderen, die seine Angaben nicht benützen, dies vorwirft. Hier wäre doch die Kritik durch irgend einen Beweis zu stützen, nicht durch einfache Gegenbehauptung. So wird das Tal zwischen Mal Inverno und Ricoletta von den einen Toal Rizzoni, von anderen Toal Mal Inverno, von anderen wieder Toal Ricoletta genannt, welche letztere Namen in der älteren Literatur nirgends vorkommen. Dagegen wird die Bezeichnung „Toal Rizzoni" für den Mineralfundort schon von Liebener gebraucht und später von G. v. Rath (Der Monzoni, Bonn 1875), bei Doelter 1875 u. a. Trotzdem sagt Romberg (III, pag. 4) ohne weiteres, das bei Doelter genannte Toal Rizzoni heiße Toal Ricoletta."

Umwertung des Bröggerschen Mittels.

„Nach der Betrachtung der Monzonite und Syenite, die auch in der neuesten Abhandlung Doelters nicht geschieden werden, möchte ich kurz auf das Analysenmaterial hinweisen, welches dort zur Umwertung des Bröggerschen Mittels von 55·88% auf 52·27% dienen soll." So hatte ich 1902 (II, pag. 737) publiziert und die wohlberechtigte Beanstandung der ausgewählten Gesteine begründet.

Trotz Gänsefüßchen zitiert Doelter (I, pag. 946) meine Worte nur unvollständig und fährt dann fort:

„Nun sind diese Analysen unter den von Brögger angeführten und aus seiner Arbeit übernommen, sie können also, falls die Bemerkungen Rombergs richtig wären, jedenfalls keine Umwertung hervorbringen, denn diese könnte doch nur durch die zwei neuen Analysen erfolgen, es ist aber wohl selbstverständlich, daß jede neue Analyse wie die von mir ausgeführte aufgenommen werden muß; was die von mir angeführte Analyse von Lemberg anbelangt, so zeigt sie typische Monzonit-Zusammensetzung, wenn sie auch von einem kleinen Gange stammt. Die ganze Kritik erscheint gänzlich gegenstandslos. Die Mittelzahl von 55·88% ist allerdings meiner Ansicht nach etwas zu hoch. . . . ."

Demgegenüber stelle ich fest:

1. Doelter läßt bei seiner jetzigen Analysen-Zusammenstellung für die Bildung des Monzonit-Mittels klüglich jene Nr. V mit 51·15% SiO_2 (von Lemberg), die ich speziell beanstandet hatte,

weil sie einem, inklusive Vesuviansaume von 20 *cm*, nur 60 *cm* breiten Gange entstamme, ausfallen.

2. Von den 5 Monzonit-Analysen, aus denen Brögger[1]) (l. c. pag. 25) sein Mittel berechnete, hatte Doelter 3, je eine von Canzocoli, Malgola und Mulatto mit 58·98, 58·05 und 57·66% SiO_2 einfach entfernt und statt derselben seine neue Analyse eines kaum normalen Monzonits (vom Mal Inverno) mit 51·29%, jene von Brögger selbst mit 54·20% SiO_2 eingesetzt, sowie ferner obige, jetzt ausgeschaltete Lembergs mit nur 51·15% SiO_2 hinzugefügt. Selbstverständlich bewirkte der beliebte Austausch der 3 sauren Analysen gegen basische (durchschnittlich 58·23 gegen 52·21% SiO_2) die Umwertung des Bröggerschen Mittels von 55·88% zu Doelters 52·27%, genau entsprechend meiner Behauptung, was aber Doelter durch seine obigen Ausführungen direkt zu verschleiern sucht.

Ein Anlaß zur Aussonderung jener 3 sauren Analysen lag keineswegs vor, denn die Autoren geben „nur selten ein Quarzkorn" oder „etwas Quarz" daraus an. Als Quarzmonzonite läßt aber Doelter selbst (I, pag. 946) erst Gesteine über 61% SiO_2 gelten.

Pyroxenit.

Ziemlich durchsichtig erscheint die Bemerkung Doelters (II, pag. 212), wo er über die Pyroxenite sagt: „Diametral der Bröggerschen Ansicht entgegengesetzt ist die Rombergs", während ich mich in dieser schroffen Form nirgends äußerte, zugleich aber im nämlichen Absatze sich selbst günstige Ergebnisse daraus reservieren möchte. Für seine hier plötzlich auftauchende Behauptung bezüglich der schon 1901[2]) (pag. 459) von mir beschriebenen Apophysen des Pyroxenits mit feinerem Korn, er hätte „selbst an manchen Punkten solche gesehen, z. B. an der Malgola (vgl. Reyer, Predazzo, pag. 19)", findet sich auch nicht der mindeste Hinweis an der zitierten Stelle oder an anderen Orten. Die Gangnatur dieser Gesteine hatten viel früher bekanntlich schon v. Richthofen, Tschermak hervorgehoben.

---

[1]) W. C. Brögger, „II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol", Kristiania 1895.

[2]) J. Romberg, „Vorarbeiten zur geologisch-petrographischen Untersuchung des Gebietes von Predazzo (Südtirol)." Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1901, Heft XX, Sitz. v. 18. April 1901, pag. 457—460.

Shonkinit.

Einen weiteren Beweis für die Art der Begründung der gegen mich erhobenen Vorwürfe bietet Doelters Äußerung (I, pag. 957):

„Romberg bezweifelt die Anwesenheit von Shonkinit am Monzoni, obwohl er selbst (allerdings mit einem Fragezeichen) Shonkinit am Nordabhang des Rizzoni (P. Allochet) früher angegeben. Das fragliche Gestein ist allerdings kein Shonkinit. Dieses Gestein kommt aber trotzdem vor, wenngleich seltener.“

Eine freie Erfindung, trotz aller Details, ist nämlich die Angabe Doelters von meiner Beschreibung eines Shonkinits vom Rizzoni, da ich an keiner Stelle meiner Abhandlungen von 1901 und 1902 irgend ein derartiges Gestein aus dem Monzonigebiete überhaupt aufführte. Im Gegenteil bezweifelte ich das Vorkommen dieser nach Rosenbusch[1] (pag. 174) durch die Mineralkombination Nephelin mit Kalifeldspat charakterisierten Fazies unter den dortigen kalkreichen Gesteinen. Für Predazzo hatte ich infolge meiner Auffindung der Nephelingesteine daselbst die Existenz jener unter den Pyroxeniten 1901 durch (Shonkinit?) angedeutet, dies indes 1902 modifiziert; gleichzeitig hatte ich ein diesem Typus nahestehendes monzonitisches Gestein von dort, am Magnetit-Bergwerk, Südostseite des Mulatto, beschrieben (II, pag. 739).

Der Pirssonschen[2] Definition dagegen „consisting chiefly of orthoklase (or alkalifeldspar) and augite ... (pag. 479) entsprechen die 1903 von mir speziell geschilderten eigenartigen Apophysen des Monzonits im Kalk, während Doelters Charakteristik dieser Gesteine sich mit keiner von beiden deckt.

Augitsyenit.

In einer Anmerkung II, pag. 229 sagt Doelter über Augitsyenit: „Dieses Gestein darf nicht mit dem in der Nähe befindlichen Monzonit von 52% SiO_2 verwechselt werden, was Romberg (l. c. pag. 30) tat.“ Da ich den gleichen Vorwurf Ippens (der meine Charakteristik dieses Vorkommens III, pag. 59 „steht dem Monzonit am nächsten“ nicht berücksichtigte) schon eingehend im Zentralbl. f. Min., 1903,

[1]) H. Rosenbusch, „Elemente der Gesteinslehre“, Stuttgart 1898.

[2]) L. V. Pirsson, Igneous rocks of Little Belt Mountains, Montana. XXth Ann. Report of the Unit. St. Geol. Surv. 1898—1899, Washington 1900, III, pag. 463—581.

pag. 501—503 widerlegte, kann ich mich hier kurz fassen. Ich rekapituliere, daß jenes von mir als Augitsyenit bezeichnete rotgraue mittelkörnige Gestein makro- und mikroskopisch Verschiedenheiten gegen den normalen Monzonit aufweist, jünger als dieser ist, eine besondere Ganggefolgschaft besitzt und ohne sichtbare Grenze im gleichen Massiv zwischen Malga Gardone und Doss Capello in typischen Augitsyenit übergeht. Innerhalb der dunkler gefärbten Partien kommt an dem von Doelter bezeichneten Wege ein der Beschreibung Ippens entsprechender Gang von Augitsyenit nicht vor, wie ich durch mehrfache Begehung der ganzen Strecke — es fehlt ja wieder jede Höhenangabe! — im Sommer 1903 feststellte. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem feinkörnigen Gestein um Rollstücke eines Syenitaplits, wie sich solche dort finden. Entscheidende Analysen, ob das Massiv chemisch in Mitte und Rand differiert, liegen nicht vor: jede Angabe, welcher Stelle das alte Analysenmaterial entstammt, mangelt gleichfalls.

Die gegen mich gerichtete Absicht bei obiger Anmerkung läßt sich aus Doelters eigenem Standpunkt erkennen. Er sagt I, pag. 932:

„Aber auch die sauren Syenite und Syenitporphyre gehen durch Auftreten von Plagioklas und gleichzeitig auch von Augit in die Monzonite über und es ist oft sehr schwer, solche Gesteine zu benennen, wenn man nicht nur die mineralogische Zusammensetzung, sondern auch die chemische berücksichtigt.“ Ferner I, pag. 964:

„Die Syenite gehen durch Aufnahme von Plagioklas in Monzonit über und es ist oft schwer zu entscheiden, ob Syenit oder schon Monzonit vorliegt.“

Noch auffälliger erscheint obige Anmerkung Doelters durch die Tatsache, daß die Trennung echter Augit- und Hornblendesyenite (Alkalisyenite) von den Monzoniten erst durch mich 1901 stattfand, daß diese im Frühjahr 1902 speziell von mir beschrieben wurden, darunter Vorkommen zweifelsfreier Augitsyenite (mit Syenitapliten) als Apophysen im Kalk, die von obengenannter basischeren Masse bei Malga Gardone ausstrahlen (II, pag. 733). Dies und die gleichzeitig erfolgte wichtige Scheidung der Syenitporphyre von den Liebeneritporphyren, während Brögger 1895 Augitsyenite nicht vorgefunden hatte, Weber [1]) (pag. 674) „rote Gänge“ als „echte Monzonite“ schilderte

[1]) M. Weber, „Beiträge zur Kenntnis des Monzonigebietes.“ Zentralbl. f. Min., 1901, Nr. 22, pag. 673—678.

und Doelter[1]) selbst 1902 (pag. 204): „Die roten Ganggesteine sind zum Teil granitische Gesteine, Aplite, also saure Magmen, zum Teil mittelsaure, dem Liebeneritporphyr ähnliche“ noch den Standpunkt von 1875 einzunehmen scheint, dürfte erst wahrscheinlich den Anlaß geboten haben für Doelters jetzige, vielfach mit meinen früheren übereinstimmende Ansichten (I, pag. 934), nachdem er sich von der Richtigkeit meiner Angaben hatte überzeugen können.

Monzonitaplit.

Wie früher Ippen, will auch Doelter (I, pag. 933) Gesteine mit 66% SiO_2 nicht als Monzonitaplite gelten lassen, da der „Monzonit zu den mittelsauren Gesteinen gehört“. Jener von mir aufgestellte Typus dieser Ganggesteine entspricht der Rosenbuschschen Definition (l. c. pag. 205), daß gegenüber den Tiefengesteinen „ein stärkeres Hervortreten der Alkalien und der Kieselsäure“ stattfindet. Allerdings verwirrt Doelter die Sachlage, wenn er ebenda sagt: „Es gibt auch echte Monzonite mit Aplitstruktur als Gänge und als Randbildung ...“, denn er wirft ganz ungleichaltrige verschiedene Gesteinsarten durcheinander. Beispiele aus dem Monzonigebiete werden weder für einen Monzonitaplit-Gang innerhalb der von ihm formulierten chemischen Grenzen, noch auch für eine charakteristische, ihrer Struktur nach aplitische Randfazies des Monzonits beigebracht. Der Olivingabbro nebst Anorthosit von der Fuggeritfundstelle kann doch nicht hierfür herangezogen werden.

Olivinmonzonit.

Doelter versichert (I, pag. 943), daß er mit meinem hier schon früher genannten Olivinmonzonit ein dort in der Nähe durch ihn aufgefundenes Ganggestein nicht identifizieren könne, um so mehr, als Romberg „den Olivin bei der Begründung seiner Bestimmung nicht erwähnt“. Für jeden Petrographen ist aber ein Zweifel bei meiner Beschreibung völlig ausgeschlossen, da ich (I, pag. 689) behufs Unterscheidung von dem vorher genannten Olivindiabas im gleichen Satze fortfahre, „der als Olivinmonzonit zu bezeichnen ist, da die Plagioklaskrystalle in einem Untergrund von Orthoklas eingebettet sind“.

---

[1]) C. Doelter, „Chemische Zusammensetzung und Genesis der Monzonigesteine.“ Tschermaks Min. und petrogr. Mitt., Bd. XXI, pag. 65—76, 97—106, 191—225.

Melaphyr.

Analog zu Doelters Verfahren bei Olivinmonzonit handelt Went, wenn er (pag. 239) mich der Unklarheit zeiht bezüglich des Olivingehalts der Melaphyre für ihre Trennung von den Porphyriten. Tatsächlich stellte ich (I, pag. 680—681) „nach dem Gehalt an Olivin zwei Hauptgruppen“ auf, die Melaphyre, bei deren Einzelbeschreibung der Olivin stets genannt wurde, und die Plagioklas-Augit-Porphyrite, deren Zusammensetzung, „abgesehen vom Olivingehalt, die gleiche der Melaphyre“ ist.

Camptonit.

Obgleich Rosenbusch (l. c. pag. 233 und 234) für die Camptonite und Monchiquite neben der barkevikitischen Hornblende den Titanaugit als gleichwertigen Gemengteil aufführt und ausdrücklich sagt, „sie alle enthalten wechselnde Mengen von Titanaugit“, wollen Doelter, Ippen, auf den sich ersterer bezieht, auch Went, von der An- oder Abwesenheit der Hornblende allein es abhängig sein lassen, ob ein Gestein der Gruppe noch zugeteilt werden darf. So erklärt z. B. Doelter (I, pag. 935): „Eigentlich gehört zum Begriff des Camptonits barkevikitische Hornblende.“ Da der Biotit bei allen Vorkommen aus Predazzo und am Monzoni nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt, wäre für die recht zahlreichen, vielfach variierenden Gänge nur eine Bezeichnung, Amphibol-Camptonit, bzw. Monchiquit übrig geblieben. Zu der notwendigen Gliederung mußte natürlich der Augit herangezogen werden, wodurch sich die Gruppen Amphibol-, Augit-Camptonite und ebensolche Monchiquite ergaben. Vielfache Übergänge entstanden durch glasige Ausbildung bei recht schmalen oder Randfazies bei breiteren Gängen; in ersteren waren entsprechend der Krystallisationsfolge Olivin und Augit, bei mächtigeren Vorkommen mehr die Hornblende und Plagioklas von Bedeutung. Insbesondere richten sich die Angriffe gegen meine Augit-Camptonite und Monchiquite, also jene Gesteine mit vorherrschendem Augit. Um Wiederholungen zu vermeiden, kann ich hier auf meine früher genannten Widerlegungen Ippens Bezug nehmen, der zur Begründung seiner Vorwürfe meinen Zusatz (mit wenig Hornblende) einfach unterdrückt hatte.

Die tatsächliche Existenz solcher Gesteine, in denen Hornblende stark zurücktritt, auch in der glasigen Fazies völlig fehlen kann,

muß von Doelter etc. zugegeben werden, aber in Übereinstimmung mit Ippen erklärt auch Went, pag. 269: „Ein hornblendefreies Gestein kann nie ein Camptonit sein, da, wie sich namentlich in unseren Gesteinen zeigt, solche Gesteine mit den Augitporphyren und Melaphyren ident sind, welche ja auch gangförmig auftreten.“ Weil aber solche, von mir zu den Monchiquiten gestellte Gesteine mit Olivin- und Augit-Einsprenglingen infolge ihrer rascheren Erstarrung chemisch nicht wesentlich von den anderen Gliedern dieser Gruppe, wohl aber von den Melaphyren differierten, wurde die nach jeder Seite ungenügend begrenzte Fazies der „Rizzonite“ von Doelter und Went aufgestellt.

Zu direktem Angriff gegen mich geht Went pag. 242 über, indem er in flagrantem Widerspruch zu den Tatsachen über meine Gruppeneinteilung schreibt: „Was nun Romberg unter diesen neuen Typen versteht, ist sehr unklar, da selbst eine kurze Beschreibung seinerseits unterblieb, eine Beschreibung, die doch unbedingt notwendig gewesen wäre.“

Der einfache Hinweis auf meine nicht nur ausreichende, sondern in recht viel Einzelheiten eingehende Darstellung (II, pag. 753—757) überhebt mich jeder weiteren Erörterung. Irgend ein Zweifel wäre selbst für einen Anfänger in der Petrographie kaum erklärlich, falls man solchen nicht etwa daraus ableiten wollte, daß ich bei Augit-Camptonit das Selbstverständliche nicht nochmals hervorhob, daß dieses Gestein Augit enthält, was bei Augit-Monchiquit sogar durch Aufzählung der Einsprenglinge Olivin, Augit und Plagioklasleistchen geschieht. Setzte man indes trotzdem eine Unklarheit als möglich voraus, so wäre sie mit leichtester Mühe zu beheben gewesen, denn gerade meine Beispiele für diese beiden Typen sind so ausgewählt, daß sie alle drei an der Fahrstraße liegen und keines davon weiter als eine Viertelstunde von Predazzo entfernt.

Trotz der eigenen Ausstellungen schildert Went selbst Augit-Camptonite und Monchiquite, möchte mich auch gerne korrigieren (l. c. pag. 271—272) wegen eines solchen Gesteins von der Ricolettaspitze, „das neuerlich von Romberg als Monchiquit angesprochen wurde, in der Tat aber ein Camptonit ist, da es keine Glasbasis enthält. Hierin hat Romberg Unrecht“ . . . „Jene Partien, die scheinbar zwischen + Nicols dunkel blieben, erwiesen sich bei Anwendung des Gipsblättchens doch nicht als isotrop. Glas fehlt also.“

Falls Went die Unsicherheit seiner Schlußfolgerung nicht gekannt hätte, denn es dürfte auch in seinem Schliffe die Bildung von Feldspat- und Hornblende-Mikrolithen die Störung des isotropen Verhaltens bedingen, so hätte doch seine eigene Bestätigung jener früheren Beobachtung von mir zur Vorsicht mahnen sollen bei seiner Kritik, daß je nach der Entnahme des Schleifsplitters bei solch schmalem Gange die Nomenklatur verschieden ausfallen wird.

Bei etwas mehr Gründlichkeit wäre ihm auch nicht entgangen, daß ich den gleichen Gang in seinem Verlaufe auf der Nordseite von zirka 2460 *m* ab zur Höhe verfolgte, worauf ich (III, pag. 52) ausdrücklich hinwies. Hätte ihm Material von dort, z. B. bei zirka 2545 *m*, vorgelegen, so hätte er eine Ausbildung mit viel Glasbasis, in der erst bei starker Vergrößerung winzige Hornblende-, auch einige Plagioklas-Mikrolithen erkennbar werden, konstatieren müssen und ausschließlich Olivin- nebst Augit-Einsprenglingen, so daß für den nämlichen Gang nach der von ihm und Doelter geschaffenen Einteilung nicht einmal der Name Monchiquit mehr genügt hätte, sondern Rizzonit berechtigt wäre.

Altersverhältnis zwischen Porphyrit (Melaphyr) und Monzonit.

Eine eingehende Behandlung aller Beweise für das höhere Alter des Porphyrits (Melaphyr) gegenüber dem Monzonit ist an dieser Stelle ausgeschlossen. Ich beschränke mich daher auf die Klarlegung jener Punkte, die von Doelter und Went unter Nennung meines Namens herangezogen wurden.

Zur Orientierung erwähne ich, daß der Nachweis jenes Altersverhältnisses von mir geliefert wurde:

1. durch eine Anzahl von Apophysen, bezw. Gängen des Monzonits und Quarzmonzonits im Porphyrit;

2. durch regelmäßig am Kontakt beider Gesteine auftretendes feineres Korn des Monzonits;

3. durch kontaktmetamorphe Umwandlung des Porphyrits an den Grenzen gegen Monzonit, sowie von Gängen des ersteren im Sediment, bei einer Nachbarschaft des Tiefengesteins;

4. durch Einschlüsse des Porphyrits im Monzonit, die gleiche Metamorphose aufweisen.

Die Fundstellen für diese Vorkommen wurden genau angegeben.

Die scheinbar vorhandenen Ausnahmen fanden einfache Erklärung dadurch, daß

1. Verwerfungen vorlagen, die bei ihrer Weiterverfolgung meist wichtige geologische Aufschlüsse lieferten;

2. jene den Monzonit durchsetzenden dunklen Gänge weder Porphyrit, noch Melaphyr waren, sondern meistens Gesteine der Camptonit-Monchiquit-Reihe;

3. das durchbrochene Gestein gar kein Monzonit war.

Für die tatsächliche Richtigkeit meiner Beobachtungen sprach ferner das Fehlen aller Monzonitgerölle in den verschiedenartigen, von mir neu aufgefundenen Melaphyrtuffen. und weitere, überzeugende Gründe ergeben sich aus der Tektonik des Gebiets, die an anderer Stelle behandelt wird.

Es fällt mir natürlich nicht ein, ein Auftreten junger basaltischer oder andesitischer Gänge für unmöglich zu halten, wie ich schon 1901 (Vorarbeiten pag. 460) auf Vorkommen eines andesitischen Typus, neuerdings auf gauteitähnliche Gesteine hinwies, aber bei gründlicher Durchforschung des Gebietes seit 1898 habe ich keine Gänge im Monzonit auffinden können, die ich nach ehrlicher Überzeugung hätte Porphyrit oder Melaphyr nennen müssen.

Im Gegensatze zu meinen Beobachtungen schreibt Went pag. 284:

„Dagegen steht es fest, daß jüngere Melaphyrgänge im Monzonit vorkommen“, und weiter:

„Jüngere Melaphyrgänge sind bereits von älteren Autoren vielfach hervorgehoben worden, in jüngster Zeit noch von Cathrein (l. c.) und Weber (l. c. pag. 46). Nur Romberg (III, pag. 2) bestreitet kategorisch jedes derartige Vorkommen.“

Hiezu bemerke ich, daß Cathrein 1890 die Camptonite noch unter Porphyriten aufführte, daß er an keiner Stelle Gänge von Melaphyr im Monzonit beschreibt, und daß die von ihm[1]) (l. c. pag. 81) aus dem Vorkommmen im Toal da Mason erwähnten Einschlüsse von Monzonit tatsächlich dem Quarzporphyrit zugehören, der neben tuffartigem Melaphyr (?) dort ansteht. Lapilli bis zu Kopfgröße lassen sich leicht von ersteren sammeln; die Stelle wurde

[1]) A. Cathrein, „Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine.“ N. Jahrb. f. Min., Stuttgart 1890, Bd. I, S. 71—82.

schon (III, pag. 47) von mir geschildert, während sie bei Doelter (II, pag. 187) als „ein gangähnliches Vorkommen von kugelförmig abgesondertem Quarzporphyr“ dargestellt wird.

Auch Weber[1]) beschreibt weder pag. 46 noch an anderem Orte einen Porphyritgang im Monzonit; wie aus seinen speziellen Angaben (l. c. pag. 24—25) hervorgeht, verläuft der Gang im Kalk am Kontakt.

Die gleiche Unzuverlässigkeit wie bei diesen Angaben tritt auch bei den weiteren hervor, die Went (pag. 285) aufführt, soweit eine Nachprüfung meinerseits möglich war.

Zunächst besteht große Schwierigkeit, zum Teil gradezu Unmöglichkeit für die Identifikation der Vorkommen, wie z. B. des dort zuerst zitierten „Ganggestein von der Sforzella, den Monzonit durchbrechend“ Ippens, von jenem 2181 *m* hohen Berge, ohne daß irgend eine Höhen- oder sonstige genauere Angabe trotz Aufforderung (III, pag. 56) beigebracht würde.

Werden aber mühevolle Untersuchungen eigens zum Zwecke solcher Feststellungen vorgenommen, so darf man, entsprechend den Ausführungen Wents pag. 278:

„Ippen beschrieb von Palla verde ein Ganggestein als Camptonit, es . . . geht . . . zum Teile durch die Abnahme brauner barkevikitischer Hornblende in Augitporphyrit über“

darauf gefaßt sein, irgend einen unbedeutenden Gang der Camptonit-Monchiquit-Reihe anzutreffen.

Auch ein wesentlicher Gehalt an Orthoklas ist für Doelter und seine Mitarbeiter kein Hindernis für die Einreihung des Gesteins unter Porphyrit.

Über Wents weiter (pag. 285) zitierte

„Gänge, welche den Monzonit durchbrechen und Melaphyre sind“,

will ich kurz folgendes bemerken:

„1. Der schon von Doelter und Hoernes erwähnte Melaphyrgang am Westabhange des Palle rabbiose.“

Hoernes Beobachtung vor zirka 30 Jahren erfolgte zu einer Zeit, in der man die Camptonite noch nicht abgetrennt hatte. Ein seiner Zeichnung entsprechender, mächtiger, durch Kalk in den Mon-

[1]) M. Weber, „Petrographische Untersuchungen im Monzoni gebiet. Die Kontaktverhältnisse vom Monzonital nach Allochet.“ Würzburg 1899. Dokt.-Diss. pg. 1—58.

zonit sich erstreckender Melaphyrgang ließ sich dort am Kontakt nicht feststellen. Auch Doelter selbst dürfte der Fundort kaum bekannt sein, da dieser Gang — trotz seiner Wichtigkeit — nicht in seiner neuen Karte eingezeichnet wurde."

„2. Der Diabasporphyrit vom Mal Inverno."

Die eigene Schilderung Wents pag. 265 „als ein vollkommen dichtes schwarzes Gestein ohne einen makroskopisch erkennbaren Gemengteil", welches (nach seiner Bezugnahme auf den vorausgehenden Gang) „äußerlich sehr einem Camptonit gleicht", ferner den für letztere Gesteine charakteristischen schwachrötlichen Augit, Olivin, schmalleistenförmige dünne Bytownit-Feldspäte führt, auch in dem photographischen Bilde keineswegs einem Diabasporphyrit ähnelt, läßt annehmen, daß es sich um ein Glied der Camptonitreihe handeln kann.

„3. Der Plagioklasporphyrit zwischen Allochet und Predazzitbruch."

Aus Wents eigener Beschreibung pag. 263 entnehme ich: „Die Grundmasse ist feldspatig; sie wird gebildet von kleinen regellos gelagerten Blättchen ohne Zwillingsstreifung mit niederen Interferenzfarben, jedenfalls Orthoklas. Dazwischen finden sich rötlichbraune Biotitblättchen. . . . Endlich finden sich noch unregelmäßig begrenzte, längs einer Linie angeordnete, zusammenhängende Granaten als Kontaktprodukte."

Bei dem erwähnten Gehalt an Orthoklas kann ein echter Porphyrit nicht vorliegen, da sich nach meinen Untersuchungen solcher in letzterem nur am Kontakt in Zusammenhang mit Äderchen des angrenzenden Monzonits oder Granits einstellt. Eine Kontaktfazies liegt zweifellos vor, doch ließ sich bei mehrfacher Durchquerung des fraglichen Terrains ein Porphyritgang — obgleich hier Dislokationen vorhanden sind — nicht auffinden. Ein dort von mir gesammeltes, gleichmäßig feinkörniges Gestein, das jenen von Went erwähnten grünen Augit führt und von einer mittelkörnigen Ader solchen Augits durchsetzt wird, läßt sich nicht mit Wents Plagioklas-Porphyrit identifizieren.

„4. Das von Cathrein, Weber, Ippen und Doelter beschriebene Melaphyrvorkommen von Toal della Foja."

Wie schon früher hier ausgeführt, existiert weder in Cathreins noch Webers Publikationen eine Angabe über Melaphyr- oder Por-

phyritgänge im Monzonit; aus dem Toal della Foja fehlt eine solche bei Ippen, und Doelter bringt (II, pag. 182) nur eine flüchtige Notiz über zwei Melaphyrgänge am Wege von Ronchi im Kalk, „einer davon **scheint** sich in den benachbarten Monzonit fortzusetzen.“ Auf solch unsicherer Grundlage steht also Wents (pag. 264) „Gang im Monzonit beim Aufstieg von Ronchi zum Toal della Foja, zirka 1830 *m*“, den er als Diabasporphyrit bezeichnet, der äußerlich sehr einem Camptonit gleichen soll. „Die Hornblende wie der Biotit ist kräftig pleochroitisch, der Augit ist rötlichbraun.“ Diese Schilderung würde schließen lassen, daß einer der früher (III, pag. 52) von mir schon beschriebenen Camptonitgänge vorliegen könnte, um so mehr, da die Melaphyrgänge im Kalk dort den gewöhnlichen lichtgrünen Augit führen. Der Monzonit selbst tritt überhaupt erst in höherem Niveau auf, aber ein Melaphyrgang darin ließ sich auch bei mehrfach wiederholtem Besuche nicht konstatieren. Die komplizierten Verhältnisse dort — Zusammenstoßen aller Gesteinsarten an Verwerfungen — lassen genaueres Eingehen hier nicht zu.

„5. Endlich fand ich am Nordabhange der Malgola, dort, wo der von Predazzo am linken Travignoloufer gegen die Boscampobrücke führende Steig aufhört und der Bach sich zum felsigen Ufer drängt, so daß ein weiteres Passieren unmöglich ist, ungefähr einen halben Kilometer westlich der Boscampobrücke, einen schmalen Melaphyrgang, den ich nunmehr beschreiben will.

Das Gestein ist dicht, schwarz, braust mit Salzsäure an der Kontaktzone . . .“

Trotz Glasgrundmasse, großen rötlichen Augiten, Olivin und schmalleistenförmigen Feldspaten der Anorthitreihe schließt Went seine Beschreibung: „Es ist dies kein Camptonit“ und nennt das Gestein Melaphyr.

Da mir das Weiterklettern an jenem für unpassierbar erklärten Orte möglich war, kann ich aus meinem 1901 gesammelten Materiale feststellen, daß dort in feinkörniger, Hypersthen führender Monzonitfazies zuerst ein 80 *cm*, daneben östlich, durch schmalen Monzonitstreifen getrennt, ein 40 *cm* breiter Monchiquit- bzw. Camptonitgang aufsetzen, die beide, allerdings in ungleicher Menge, unzweifelhafte barkevikitische Hornblende führen, keinesfalls Melaphyre sind. Die Vorkommen liegen 360—362 Schritte

östlich einer kleinen Hütte am Travignolo; durch mein weiteres Traversieren hier, oder weniger höher, bis zur Boscampobrücke ist jeder Zweifel bezüglich der identen Lokalität ausgeschlossen.

„6. Gang im Bachbett, Nordabhang zwischen Ricoletta und Rizzoni in einem nördlichen Seitenarm des Traversellittales.“

Nach Wents Angaben pag. 253 über Glasgrundmasse mit Plagioklas, während Olivin und rötlicher Augit die Einsprenglinge bilden, muß ein Glied der Monchiquitreihe vorliegen.

Für die Existenz eines jüngeren Melaphyrganges im Monzonit bleibt also, nach Durchmusterung des gesamten Doelter-Wentschen Beweismateriales, auch nicht ein einziger sicherer Fall; stets stoßen wir auf unrichtige oder unzuverlässige Angaben. Eine der Ursachen liegt darin, daß z. B. ein Gestein, wie der mehrfach besprochene Gang von Palle rabbiose, welcher nach Doelters Analyse nur 43·41% SiO_2 enthält (gegenüber dem Bröggerschen [pag. 101] Melaphyr-Mittel von 49·14%), konsequent als Melaphyr bezeichnet wird, obschon Ippen (l. c. pag. 240) daraus rötliche „Augitschnitte, auf denen sich braune, langnadelige, stark pleochroitische Hornblende angesiedelt hat“, beschrieb, wie dies bei Gesteinen der Camptonitreihe geradezu charakteristisch ist, zu welchen — nach meinem Material — jener Gang auch gehört. Selbst Went muß zugeben pag. 283: „Interessant ist die nahe Beziehung der Rizzonite mit dem Melaphyr von Palle rabbiose“ und pag. 280:

„Chemisch verwandt erscheinen die auch strukturell verwandten Rizzonite, Camptonite und der Melaphyr von Palle rabbiose“, wie ein Blick auf dessen eigene Tabelle pag. 282 erkennen läßt.

Die an und für sich recht untergeordnete Frage, ob der Name Monchiquit oder Melaphyr für solche Gesteine berechtigt ist, gewinnt ihre Bedeutung durch die Abhängigkeit jeder Klarstellung der Altersverhältnisse von dieser Bezeichnung. Denn in Übereinstimmung mit mir sagt auch Went pag. 286: „Daß Camptonite und Rizzonite jünger als der Monzonit sind, bedarf keines weiteren Beweises.“ Gleiche monchiquitische Gänge, zum Teil ohne barkevikitische Hornblende, durchsetzen aber auch den Granit, so daß die Einpressung dieser chemisch, mineralogisch, strukturell und dem Alter nach verschiedenen Gesteine unter Melaphyr eine Verwirrung hervorruft, die sich fast über die ganze Eruptivgesteinsserie des Gebietes erstreckt.

Granit.

Die gut aufgeschlossenen Kontaktstellen mit zahlreichen Apophysen des Granits im Porphyrit, z. B. am Monte Mulatto bei Predazzo, lassen bei tatsächlichem Besuche dieser oft nicht bequem zugänglichen Orte keinen Zweifel über die Altersverhältnisse, wie sie Becke, Brögger, auch ich nachgewiesen haben. Trotzdem hielt Ippen (nach Doelter) 1902 dieselben noch für fraglich. Zur Stütze dafür beruft sich jetzt Went auf eine Äußerung Bröggers (pag. 94), aber zu Unrecht, denn dessen als möglich hingestellter postgranitischer „Melaphyr" umfaßt nur Camptonite (Kjerulfs und Doelters Gestein mit brauner Hornblende). Went fährt pag. 286 fort:

„Romberg wirft Ippen vor, daß er dieses Verhältnis noch für strittig hält. Er selbst behauptete in seiner ersten Publikation, daß der ganze Granit jünger sei, und nun ist er doch gezwungen, die Existenz eines älteren zuzugeben. Jedenfalls sollte in einer so wichtigen Frage, die so schwer zu entscheiden ist, demjenigen, der ausdrücklich betont, daß er an dieser Stelle in das Für und Wider nicht eingreifen will, daraus kein Vorwurf gemacht werden."

Ich erwidere darauf:

1. Ippen hat zuerst meine frühere Altersfeststellung nicht anerkannt.

2. Bei den klaren Verhältnissen an jedem Kontakt ist die Entscheidung keineswegs schwer. Auch an jenen von Reyer (l. c. pag. 38—39) und v. Huber[1]) (l. c. Fig. 4) abgebildeten Stellen sind mächtige Apophysen vorhanden.

3. Meine Altersbestimmung des Granits hatte und hat Gültigkeit für sämtliche damals bekannte Vorkommen; von keiner Seite konnte ein berechtigter Einwand dagegen erhoben werden. Die Existenz eines älteren Granits zuzugeben, bin ich von niemand gezwungen worden; die von mir selbst aufgefundenen Pegmatiteinschlüsse in einer Melaphyrbreccie liegen entfernt von den bekannten Granitvorkommen. Die Untersuchungen dieser Brecciengesteine sind übrigens noch keineswegs abgeschlossen.

---

[1]) O. v. Huber, „Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Predazzo und des Monzoni." Zeitschr. d. Dtsch. geol. Ges., Berlin 1899, pag. 89—103.

Ein Rückblick läßt erkennen, daß die Einwände von Doelter und Went von einem eigenen Geiste diktiert waren, sich vielfach um nebensächliche Dinge drehten, vielleicht sogar erhoben wurden, um zu verdecken, daß meine Resultate, die durch zweifelsfreie tatsächliche Angaben in keinem Falle entkräftet werden konnten, zwar vielfach übernommen wurden, ihrer aber meist gar nicht oder nur dann gedacht wurde, falls eine ungünstige Bemerkung angeknüpft werden sollte.

Aus solcher Tendenz heraus läßt sich erklären, daß z. B. (wie auch in obigen Abhandlungen) in Doelters „Exkursion nach Predazzo" selbst im Literaturverzeichnis jede Andeutung fehlt, daß schon im April 1901, **bevor** Doelter das Gebiet wieder aufsuchte, meine „Vorarbeiten" erschienen waren, die bereits damals kurze Mitteilungen brachten über die Altersverhältnisse der Porphyrite, Monzonite, Pyroxenite, Granite, sowie über zuerst aufgefundene Nephelinsyenite, echte Syenite, Plagioklasite, Monzonitaplite, Tinguaite, Monchiquite, Gabbroporphyrite, Tuffe etc.

Auf solche, für jeden Leser der beiderseitigen Publikationen offenkundige Dinge brauche ich hier nicht weiter einzugehen; folgende Tatsache hat dagegen allgemeineres Interesse.

Zwischen der Vorlegung von Arbeiten und dem Drucke derselben in den Berichten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zu Wien liegt vielfach eine recht lange Pause. Die Doelterschen Abhandlungen z. B., welche in den Sitzungen vom 18. Dezember 1902 und 8. Jänner 1903 präsentiert wurden, kamen frühestens (im Separatabdruck) im Juli oder August zur Publikation. Da meine am 22. Januar 1903 bei der Königlich preußischen Akademie der Wissenschaften, Berlin eingereichte, das gleiche Arbeitsgebiet betreffende Abhandlung (III) anfangs Februar 1903 versandt wurde, so war letztere zirka 5 Monate im Besitze Doelters, bevor seine eigene Arbeit zum Druck kam. In ähnlichem Falle könnte ein Autor geneigt sein, das eigene Material nochmals durchzuprüfen und die Resultate zu vergleichen, anderer Möglichkeiten, z. B. betreffs Prioritätsanspruch usw., nicht zu gedenken.

Selbstverständlich wird kein gewissenhafter Autor die in der Zwischenzeit erlangten Kenntnisse ohne spezielle Angabe bei Vornahme der Korrektur verwerten; ihm muß in allen Fällen unter solchen Verhältnissen die lange Zwischenpause doppelt peinlich sein.

Schon Ippen gegenüber, bei dessen Abhandlung[1]) (vom 13. März 1902) sogar eine Pause von zirka 8 Monaten zwischen Vorlegung und Druck existierte, während welcher meine Arbeit (Studien I u. II) publiziert worden war, betonte ich (pag. 249, Verhandl. k. k. geolog. Reichsanst. 1903) diesen Mißstand.

Das eigene Interesse Doelter's gebietet daher eine Aufklärung, wieso er zu dem Passus in seiner Abhandlung vom 18. Dezember 1902, pag. 981 kommt:

„Romberg führt von ersterem Ort auch einen turmalinführenden Pegmatit auf"

und zwar aus dem oberen Rizzonitale, während ich aus dem ganzen Monzonigebiete nur ein einzigesmal ein derartiges Gestein erwähne, und zwar in jener Anfang Februar 1903 versandten Arbeit vom 22. Januar 1903, wo ich (Studien III, pag. 46) dieses Vorkommen „Unter den quarzitischen Gesteinen befinden sich solche von roter Farbe, die makroskopisch granitähnlich werden, auch in Drusen Quarzkrystalle und Turmalin führen" beschreibe.

Daß in der am 19. Februar 1903 in Wien vorgelegten Abhandlung von Went, die gleichfalls erst im August gedruckt war, meine Anfang Februar versandte Arbeit im Text schon ausführlich zitiert und eingehend darauf erwidert wird, könnte durch große Schnelligkeit erklärt werden.

Die Abstellung solcher, gewiß auch von anderer Seite empfundener Mißstände wäre dringend erwünscht.

Meine 1898 begonnene Tätigkeit im Arbeitsgebiete, deren vorläufige Resultate ich im April 1901 publizierte, bevor Doelter nach zirka 25jähriger Pause wieder dort erschien, ist keineswegs durch letzteren gefördert worden.

Je mehr sich derselbe bei genauerer Prüfung von der Richtigkeit meiner tatsächlichen Beobachtungen überzeugen mußte — denn auch über die Altersbeziehungen des Porphyrit und Monzonit lassen die wichtigen tektonischen Vorgänge, die sich stets an diesen Grenzen abspielen, außer allen sonstigen Beweisen dafür, keinen Zweifel — um so mehr häuften sich die Angriffe von ihm, seinem Assistenten, seinen Schülern, oft persönlicher Art.

[1]) J. A. Ippen, „Über einige Ganggesteine von Predazzo". Sitz.-Ber. Kais. Akad. Wien, Sitzung v. 13. März 1902, Bd. CXI, pag. 219—277.

Irgend ein tatsächlicher Fehler konnte mir nicht nachgewiesen werden, denn die Widerlegung aller, oft auf entstelltem Sachverhalt aufgebauter Angriffe erwies sich als leicht. Im Gegenteil bringt jede neue Publikation Doelters und seiner Mitarbeiter selbst Beweise, die meine früheren Beobachtungen bestätigen, während solche vorher bezweifelt worden waren.

Bedauerlich ist es, daß die Zeit, welche im Sommer und Winter in nützlicher Weise der Fortsetzung der Studien hätte dienen können, zur Entgegnung auf solche Angriffe verwandt werden muß.

IV. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 9. November 1903 im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität.
Anwesend 28 Mitglieder.

Der Präsident, Regierungsrat v. Loehr, eröffnet die Sitzung mit einer herzlichen Begrüßung der Mitglieder.

Der Schriftführer Dr. F. Focke teilt mit, daß folgende Herren als Mitglieder beigetreten sind:

Georg Firtsch, Professor an der k. k. Realschule in Währing.

Vinzenz Hansel, k. k. Realschulprofessor, Wien.

Gustav Seligmann, Bankier, Koblenz.

Josef Sirovatka, Betriebsvorstand, Murau, Steiermark.

Michael Stark, Assistent am mineralogischen Universitäts-Institut (a. o.).

Hierauf folgte die Besprechung der Ausstellung. (Vergl. den Ausstellungsbericht am Schlusse.)

Prof. Becke legt mehrere neue Mineralvorkommen aus dem Zillertal vor.

1. Apatit. In einer steilen Klamm unterhalb des Floitenturmes gegenüber dem Jagdhause in der Floite fand J. Lechner aus Mairhofen eine große Menge ungewöhnlich großer Apatitkrystalle in einem Hohlraum im Granitgneis. Die Krystalle sind trüb, gelblichweiß, meist oberflächlich matt durch Korrosion. Sie erscheinen dicktafelförmig mit den Formen c (0001), m $(10\bar{1}0)$, x $(10\bar{1}1)$, r $(10\bar{1}2)$, s $(11\bar{2}1)$; sehr untergeordnet kommen Tritopyramiden der Zone [m s] vor. Die Krystalle sind in den vorliegenden Drusen auf ein mittelkörniges Aggregat

aus Apatitkörnern aufgewachsen, zwischen denen große verwitterte Biotitblätter liegen. In den Drusen findet man ab und zu stark korrodierte Reste von Bergkrystall und von ganz gebleichten und zersetzten Glimmertafeln. Die Lücken zwischen den Krystallen sind zum Teil mit erdigem Prochlorit ausgefüllt.

Ganz ungewöhnlich sind die Größendimensionen. Unter den von Herrn Lechner der W. M. G. vorgelegten Stücken ist eine Druse mit Krystallen von 12 *cm* Durchmesser und $2^1/_2$ *cm* Dicke. In Mairhofen sah ich einen Krystall von ca. 15 *cm* Breite und 6—8 *cm* Dicke. Krystalle und Bruchstücke von 5—6 *cm* Breite und $1^1/_2$ *cm* Dicke wurden in sehr großer Zahl gefunden. Eine Auswahl besonders schöner Stufen hat Herr Lechner der W. M. G. zur Ansicht eingesendet.

Quarz. Rauchgraue, etwas trübe Krystalle von recht beträchtlichen Dimensionen wurden vor einigen Jahren an den Abhängen des Tristner gegen die Stillup gefunden. Die mir vorliegenden Stücke sollen alle von derselben Kluft im Gneis stammen. Sie zeigen die gewöhnliche Quarzform mit starker Ausbildung der Flächen von (3031) und ($03\bar{3}1$). Diese Flächen sind matt und zeigen schönen Krystalldamast, an dem man auch die Zwillingsbildung (Zwillingsachse die Hauptachse) oft erkennen kann. Auffallend groß ist die Neigung zur Verzerrung: besonders merkwürdig eine Platte ca. 8×4 *cm* lang und breit, $^1/_2$ *cm* dick, welche durch die vorwaltende Entwicklung zweier sehr steiler Rhomboederflächen gebildet wird. Die Krystalle sind häufig gruppenweise verwachsen und meist rundum ausgebildet. Aufgewachsene Exemplare sitzen auf zuckerkörnigem Aplit.

Albit. Das Vorkommen mikroskopisch kleiner Albitkryställchen in alpinen Kalken und Dolomiten ist wohlbekannt. In zuckerkörnigem Dolomit der Gschößwand bei Mairhofen, der wahrscheinlich triadisches Alter hat, wurden bei der Exkursion des IX. Internationalen Geologenkongresses im Zillertal ziemlich große graue bis wasserhelle Albitkrystalle eingewachsen gefunden. Sie haben sehr einfache Formen (*M, P, l, T, o, x*) und sind durchwegs Albitzwillinge, manche von jener Ausbildung, bei welcher die Spaltflächen nach *P* in 4 Felder zerfallen, von denen die diagonal liegenden einspiegeln (sogen. Roc tournée-Zwillinge). Manche Krystalle erreichen 1·5 *cm* größte Dimension.

Titanit von der Keilbachspitze im Stilluptal zeigt kleine rötlichgraue Krystalle, unter denen namentlich hübsche Zwillinge mit den Flächen *l* und *c* auffallen, ähnlich der Abbildung in Hintze, Min. I,

pag. 1626. Der Titanit sitzt begleitet von Adular, Muscovit und Prochlorit auf aplitischem Gneis.

Muskovit. Angeblich Gunkel gegen die Melkerscharte. Hübsche Tafeln mit glänzenden Seitenflächen, begleitet von Adular und Prochlorit.

Vorträge.

Professor Friedrich Berwerth hält unter Vorführung von Lichtbildern einen Vortrag über den neuen Eukrit, der am 24. Oktober 1899 7 Uhr morgens bei der katholischen Missionsstation Peramiho im Gebiete von Ungoni, Bezirk Songea in Deutschostafrika niedergefallen ist. Der kinderfaustgroße, 165 *g* schwere Stein zeigt äußerlich viele Übereinstimmung mit den Steinen von Stannern. An der Zusammensetzung des Eukrits beteiligen sich als wesentliche Gemengteile Anorthit ($Ab_2\ An_{11}$), ein vom normalen Diopsid abweichender monokliner Pyroxen und Hypersthen, während Magnetkies und Magnetit als Nebengemengteile vorhanden sind. Nach der von Hofrat E. Ludwig ausgeführten Analyse besteht die Steinmasse aus 30% Anorthit und 70% Pyroxen.

Bezüglich des Gefüges sind Gesteinspartien mit ophitischer Struktur und Trümmerstruktur zu unterscheiden. Auf das Verbandsverhältnis der Gemengteile stützt der Vortragende die Ansicht, daß der Stein drei Entwicklungsstadien durchgemacht hat. Das ursprüngliche, wahrscheinlich als Brekzie vorgelegene Trümmergestein ist durch Erhitzung zur Umschmelzung gelangt, wobei sich die rekrystallisierten Anorthite mit regeneriertem Pyroxen anfüllten. Später unterlag die Steinmasse starken mechanischen Pressungen, die in den Verwerfungen der Anorthitzwillingslamellen und anderen Erscheinungen von Kataklase zum Ausdrucke kommen. Nach dieser Periode mechanischer Veränderungen verfiel der Stein einer zweiten, nur partienweise um sich greifenden Einschmelzung, wobei es auch zur Bildung von glasigen Produkten kam, die in Gestalt von Adern die Steinmasse durchsetzen und auf der frischen Bruchfläche die mit freiem Auge erkennbare graue Verfärbung der sonst hellfarbigen Gesteinsmasse hervorrufen. (Eine diesbezügliche Abhandlung wurde am 22. Oktober 1903 der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften überreicht und wird in deren Sitzungsberichten erscheinen.)

* * *

Prof. A. Sigmund:

Über einige seltene Minerale in Niederösterreich.

Ich beehre mich, heute einige niederösterreichische Minerale vorzulegen und zu besprechen, die im Lande — mit einer Ausnahme — nur an je einer Stelle und da in geringer Menge getroffen werden und daher als Seltenheiten bezeichnet werden können.

Es sind dies das Gelbbleierz von Annaberg und vom schwarzen Berg bei Türnitz, der Vanadinit von Annaberg, das „Tigererz“ vom schwarzen Berg bei Türnitz, das Antimonfahlerz von Grossau bei Reichenau, endlich der Wad von Fischau am Steinfelde.

Das Gelbbleierz ist wohl ein sekundäres Produkt, das bei dem vor mehr als hundert Jahren in Annaberg bestandenen Bergbau nur in der Nähe der Erdoberfläche angetroffen wurde und nach seinem metallischen Bestandteile von jenem silberhältigen Bleiglanz abgestammt haben dürfte, auf den in den Jahren 1756—1783 mit sprunghaft wechselndem Erfolge geschürft wurde. Jene Herren, welche die Sammlung niederösterreichischer Minerale im k. k. Hofmuseum besichtigt haben, erinnern sich vielleicht auf die losen, tafelförmigen Stücke von Gelbbleierz aus Annaberg; auch in einigen Privatsammlungen sah ich derlei lose Stücke, die sich wohl einst bei der bergmännischen Arbeit infolge ihrer Zartheit vom Muttergestein lösten und von den Bergleuten aufgesammelt wurden. Hier zeige ich Ihnen aber eine gut erhaltene Druse tafelförmiger Krystalle, die behutsam von ihrer Unterlage abgehoben wurde, deren Individuen aber noch keine deutliche Krystallform erkennen lassen. Das alte Stück stammt aus der Mineraliensammlung des Stiftes Lilienfeld und wurde mir nebst dem Gelbbleierz von Türnitz nach eingeholter Erlaubnis seitens des Herrn Abtes von Lilienfeld vom Kustos jener Sammlung Herrn P. Theobald Wrba zur Demonstration am heutigen Abend in liberaler und dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt.

Aber deutliche Krystallformen sind in den zwei Drusenstücken von Annaberger Gelbbleierz zu erkennen, die sich im „Joanneum“ in Graz befinden. Die Krystalle haben eine orangegelbe bis wachsgelbe Farbe und sitzen auf jenem triadischen, grauen, stark zerklüfteten Kalkstein auf, der die erzführenden Berge im Süden von Annaberg, das Hocheck, den Galmeikogel und den Gsenger bildet. Die Tafeln haben einen Durchmesser von 0·5 *cm* und eine Dicke

von kaum 1 *mm*. Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Kustos Dr. E. Hatle zeigen die orangegelben Krystalle einfach die quadratische Tafel in Kombination mit dem Prisma; die Prismaflächen sind konvex gekrümmt. Bei den wachsgelben Krystallen tritt noch die stumpfe Pyramide $^1/_3$ P hinzu, die Prismaflächen sind jedoch kaum angedeutet.

Schon A. Stütz erwähnt in seinem „Mineralogischen Taschenbuch“, Wien 1807, auf pag. 256 bei Besprechung der Annaberger Bleierze das Gelbbleierz und bemerkt, daß es außer in tafelförmigen Krystallen auch in „doppelt vierseitigen Pyramiden auftrete, von denen aber nur die eine Hälfte zu sehen sei“. Mir ist die letztgenannte Art der Ausbildung aus Annaberg noch nicht untergekommen, wohl aber aus der Umgebung von Türnitz. Von dort stammt dieses Stück Kalkstein, dessen unregelmäßige Hohlräume mit Kohlengalmei überzogen sind. Auf diesem Galmei, der sich stellenweise in papierdünnen Lamellen von einer Wand des Hohlraumes zur anderen hinüberspannt, sitzen an einigen Stellen und dann dicht beisammen tief orangerote, meistens kaum 1 *mm* große, aber sehr deutlich entwickelte Gelbbleierzkrystalle von pyramidaler Gestalt. Die Pyramidenflächen — es ist die Pyramide (111), die hier auftritt — zeigen eine zarte Riefung parallel den Kanten der Basis. Viele von diesen Pyramiden zeigen nun insoferne eine recht originelle Ausbildung, als sie auf ihrer Spitze die Hälfte oder etwas mehr von einer kleineren Pyramide, die entweder ebenso spitz oder stumpfer ist als ihr Träger, wie einen dreispitzigen Hut in paralleler Stellung aufgesetzt tragen. Es ist dies ein Fall von paralleler Verwachsung zweier Krystalle wie sie in ähnlicher Weise z. B. auch beim Szepterquarz oder bei manchen Kalkspatskalenoedern von der Form R 3 vorkommt, an deren Spitze ein Krystall desselben Minerals in der Kombination — $^1/_2$ R . ∞ R parallel aufgesetzt ist. Manchmal haben die aufgesetzten Krystalle eine blassere Färbung als ihre Träger, was auf eine etwas verschiedene chemische Zusammensetzung hinzudeuten scheint. — Dieses Vorkommen von Gelbbleierz vom schwarzen Berg bei Türnitz war bisher in der Literatur noch nicht bekannt.

Ebenfalls vom schwarzen Berg bei Türnitz stammt das sogenannte „Tigererz“, ein schwach silberhältiger (0·008% Ag), krystalliner Bleiglanz, der in Form von erbsen- bis haselnußgroßen Körnern dem dort anstehenden rötlichgrauen Kalkstein eingesprengt ist und

wie der einst in mächtigen, linsenförmigen Gängen vorhandene dichte Bleiglanz, Bleischweif genannt, in der Schmelzhütte bei Annaberg auf Blei verhüttet wurde. — Die vorliegenden Stücke wurden von mir im Herbste dieses Jahres auf den Halden des vor zirka hundert Jahren bestandenen Bergbaues gesammelt.

Jedenfalls das mineralogisch interessanteste Annaberger Bleierz ist jedoch der Vanadinit, von dem eine schöne Stufe von Herrn J. Haberfelner in Lunz vor 12 Jahren am Ostabhang des Gsenger, des unter den erzführenden Bergen in der Umgebung von Annaberg am weitesten nach Norden gelegenen Berges, gefunden wurde und in dessen Sammlung sich das seltene, in Niederösterreich nur hier und ein einziges Mal gefundene Erz noch heute befindet. Ich habe das Stück gesehen und will nur kurz berichten, daß es in bis 2 *mm* hohen, braunen, fettglänzenden, hexagonalen Säulchen auftritt und eine fast kontinuierliche Kruste von zirka 30 cm^2 Fläche auf der Kluftfläche eines Dolomits bildet. Es wurde von K. A. Redlich (siehe „Min. Petr. Mitt.“, XVII. Bd., 1898, pag. 519) mittels des Lötrohres untersucht und Vanadinsäure und Blei sowie ein schwacher Arsengehalt nachgewiesen. Der Vanadinit wurde in Österreich außer in Annaberg bisher nur am Obir bei Eisenkappel in Kärnten in Gesellschaft anderer Bleierze gefunden. [1])

Ich lege Ihnen hier weiter ein Siderit-Antimonfahlerz-Gangstück vor, das aus jener Erzlinse am Südostfuße der Rax stammt, die erst in den letzten Jahren durch einen Stollen ober dem Orte Grossau bei Reichenau aufgeschlossen wurde. Dieser Stollen, der streckenweise durch Graphitschiefer führt, sollte ursprünglich zur Entwässerung des weiter oberhalb angelegten Preyerstollens dienen, der zur Ausbeutung eines Siderit-Kupferkieslagers angelegt war. Jene Siderit-Fahlerzlinse war oder ist nach den Mitteilungen der Mitbesitzer der Grube, des Herrn Oberdorfer in Edlach und des Herrn Bergingenieurs L. St. Rainer in Wien, von nur geringer Mächtigkeit und vielfach verworfen. Dieser Umstand war auch ein Hauptgrund, warum der Betrieb des Bergbaues hier wieder eingestellt wurde. Die ganze Erzausbeute aus dem untersten Stollen liegt gegenwärtig vor dem Stollen-Mundloch und harrt noch der Verwertung. Das Grossauer

[1]) Anläßlich der an diesen Vortrag sich knüpfenden Debatte berichtete Herr Dr. F. König, daß in neuester Zeit auch in Bleiberg Vanadinit getroffen wurde.

Fahlerz ist lichtstahlgrau und wurde nur derb angetroffen. Es ist das einzige Vorkommen in Niederösterreich. Nach einer von Herrn Ing. Rainer angestellten Analyse beträgt der Kupfergehalt 14·73%, auch ein allerdings geringer Silbergehalt, nämlich $^3/_4$ *g* in 1 *kg* Erz, also 0·075%, wurde konstatiert. Die zwei genannten Erzgänge streichen von Süd nach Nord und fallen gegen Westen, während die Nachbargänge am Knappenberg von Westen nach Osten streichen. Sie durchsetzen, wie alle anderen Erzgänge der Reichenauer Gegend, jene grauen, serizitischen Schiefer, die sich im Liegenden der diskordant aufgelagerten, hier grauen Werfener Schiefer erstrecken und deren Deutung und Altersbestimmung (Perm?) noch nicht völlig gelungen ist.

Zum Schlusse lege ich noch einige Proben von niederösterreichischem Wad vor, der in der Literatur bisher noch nicht bekannt war. Er kommt teils in reinem Zustande, häufiger jedoch als Imprägnation des Kalkspates an zwei Punkten der Umgebung von Fischau am Steinfelde vor. Erstens in den Klüften des roten Hallstädter Marmors am Ostabhange des Engelsberges, der durch die hochgelegenen, ehemals Herrn Francini gehörigen Steinbrüche aufgeschlossen ist, und zwar als lockere oft pulverförmige Ausfüllungsmasse, aber auch als dendritische Imprägnation der den Marmor durchschwärmenden Adern wasserklaren Kalkspates. Auf dieses Vorkommen machte mich Herr A. Otto aufmerksam. Der zweite Fundort sind jene zahlreichen, teils vertikalen teils wagrechten und schiefen, bis 2 *dm* weiten Klüfte, die das miozäne Konglomerat durchsetzen, das im Westen von Fischau ein rauhes Berggelände bildet und dem oben genannten Hallstädter Kalke diskordant angelagert ist. Hier tritt er vornehmlich als Imprägnation der jüngsten krystallinen Kalzitmasse auf, welche jene Klüfte gangförmig erfüllt. Der Kalkspat erscheint durch den Wad kohlschwarz gefärbt, wie jener von Moravitza, von Lölling und von Eisenerz. An einigen Stellen finden sich in diesem schwarzen Kalkspat auch Klümpchen von reinem, lockerem, zartstrahligem Wad, dessen Mangangehalt durch die Salpeter-Soda-Probe nachgewiesen wurde. In den älteren Kalkspatkrusten jener Gänge tritt er als Stauden- und dendritische Imprägnation auf. In rundlichen Hohlräumen des Gangkalkspates trifft man ihn in nierenförmigen Aggregaten. Ein reizendes Gangstück besitzt Herr Dr. J. Maier in Fischau: einen symmetrischen Mineralgang, der abwechselnd aus mit Wad imprägniertem und aus farblosem krystallisierten Kalkspat gebildet ist und dessen Füllmasse

aus rosenrotem dichten Kalkstein besteht. — Der Fischauer Wad dürfte von einem manganhältigen Eisenspat abstammen, der in jenen graulichgrünen Schiefern an der Basis der Triasgesteine vorkommen dürfte, deren Rollstücke am Steinfelde westlich von Wr.-Neustadt getroffen wurden. An einem Gangstücke, das ich besitze, sieht man auch an den einen Kluftwänden nierenförmigen Wad, an anderen Eisenocker abgelagert.

Ausstellung: Apatit.

Die von der mineral.-petrograph. Abteilung des naturhistorischen Hofmuseums ausgestellte Suite von Apatit-Stufen wurde von Herrn Dr. A. Koechlin erläutert. Folgende bemerkenswerte Vorkommen waren vorhanden:

Von den erzgebirgischen Zinnsteinlagerstätten: Ehrenfriedersdorf: Durchsichtige Säulen von blauer Farbe mit $(10\bar{1}0)$ und $(11\bar{2}0)$ mit Quarz und zum Teil von Quarz überkrustet, violblaue isometrische Säulen, endlich violblaue tafelförmige Krystalle mit Arsenkies bedeckt von Steinmark. Von Schlaggenwald: Tafelförmige, rötlich-violette Krystalle und mehrere Beispiele von langsäulenförmigen bis nadelförmigen farblosen oder blaßrötlichen Krystallen, stets begleitet von Kupferkies, dunkelblauem Fluorit und Quarz. Sehr eigentümlich ist noch eine Stufe von flachtafeligen blumenkohlähnlich gruppierten Krystallen von rötlich-weißer Farbe.

Von alpinen Fundstätten war vertreten:

Stillup. Prachtvolle große, dicktafelige Krystalle mit reicher Kombination, teils wasserhell, teils etwas trüb, durchscheinend. — Untersulzbach-Tal, Knappenwand: Ein herrlicher durchsichtiger Krystall, tafelförmig, flächenreich, von zarten Hornblendenadeln durchzogen und dadurch grün gefärbt. — Dissentis, Tavetsch, Gruppe rosenroter dicktafeliger Krystalle mit Bergkrystall in einem Drusenraum von Pegmatit. — Fibia, St. Gotthard: Die bekannten wasserhellen kleinen Krystalle mit zarter Trübung, sehr flächenreich auf Adulardrusen.

Vom Greiner lag ein Exemplar der dort im blättrigen Talk auftretenden „Spargelsteine“ vor, von gelbgrüner Farbe und mit eigentümlich gestriemter Oberfläche.

Übereinstimmende Farbe haben die durchsichtigen Apatite von Jumillas, von denen ein schönes Exemplar als Begleiter Chalcedon und Quarz zeigte.

Dieselbe spargelgrüne Farbe hatte auch ein großer Krystall von „Sibirien“, dessen Prismenzone durch vorwaltende Entwicklung der Flächen $10\bar{1}0$, $\bar{1}010$, ferner $\bar{1}2\bar{1}0$ und $1\bar{2}10$ pseudotetragonalen Habitus zeigt.

Von Arendal lag außer derbem Apatit mit Magnetit und Pyroxen auch ein schönes Exemplar des dunkelblauen, in Kalkspat eingeschlossenen Moroxit vor. Von Snarum die porzellanartigen Krystalle, die mit Hornblende zusammen vorkommen. Der bekannte Fundort Burgess, Kanada, war durch mehrere schöne Exemplare der braunen, grünen oder schwarzen Säulen mit vorwaltender Pyramide an der Endigung und zurücktretender oder fehlender Endfläche illustriert.

Bei der Besprechung dieser Vorkommen bemerkte Dr. Koechlin, daß die in Kalk eingewachsenen Apatite regelmäßig langsäulenförmige Gestalt zeigen, die auf-

gewachsenen Krystalle der Alpen dagegen tafelförmige Ausbildung besitzen. Bei den Apatiten der Zinnstein-Lagerstätten wechselt der Habitus.

Außer den krystallisierten Apatiten hatte das Hofmuseum auch andere Varietäten zur Ausstellung gebracht: Den grüngrauen traubigen Eupyrchroit von Crown-Point, New-York, den gelbgrünen traubigen Staffelit von Staffel bei Diez in Hessen-Nassau, den Mg-haltigen Talkapatit von Slatoust, den Hydroapatit, geschichtete graue bis dunkelblaue Krusten mit einer an Chalcedon erinnernden versteckten Textur von Marseille, Manganapatit derb, rötlich von Horsjöberg. Ferner Phosphorite von Lot, Frankreich, Katzenellenbogen, Florida, St. Stephan, Lavanttal (Knollen in einer feingeschichteten mergelähnlichen Masse), endlich Sombrerit von Sombrero, Guano von der Insel Orchila (Venezuela) und von Pabellon (Chile).

Die Sammlung des mineral.-petrogr. Universitäts-Institutes hatte zur Ausstellung gebracht: Apatitkrystalle vom Sulzbachtal begleitet von Epidot, Amphibol, Albit mit parallel angewachsenen Adularflügeln; vom Zillertal schöne durchsichtige Krystalle, aufgewachsen, und eine Stufe durchsichtiger Krystalle, eingewachsen in schuppigen Prochlorit. Ferner einen schönen Spargelstein vom Greiner mit deutlicher hexagonaler Säule, in blättrigem Talk.

Eine Druse flach pyramidaler Krystalle, aufgewachsen auf Kalkspat vom „Rhonegletscher“. Vom St. Gotthard schöne wasserhelle Krystalle auf einer Adulardruse. Endlich die bekannten kanadischen Krystalle.

Herr H. Karabaček stellte aus: Eine schöne Stufe von Schlaggenwald: schlanke Säulen von weißlicher Farbe mit einem tafeligen violblauen Kern. Begleitet von Kupferkies und Fluorit. Von Zöptau grünlichweiße dicke Krystalle in blättrigem Chlorit und Biotit. Von Werlen (St. Goar am Rhein) blaßrötliche durchscheinende Krystalle auf Quarz.

Herr Professor Kürschner stellte eine schöne Suite aus, in der folgende Fundorte durch zum Teil sehr schöne Exemplare vertreten waren: Ehrenfriedersdorf, Schlaggenwald, Zillertal (Schwarzenstein), sehr schöne, farblose, flächenreiche Krystalle in Chlorit, ferner ein Vorkommen von lichtviolblauer Farbe mit Adular. Sulzbachtal einen sehr schönen durchsichtigen Krystall mit mehreren Tritoprismen und Pyramiden. Snarum, Kanada.

Von der Kollektion des Herrn Dr. Perlep ist namentlich eine reiche Suite der nicht großen, aber sehr zierlichen und zum Teil flächenreichen Krystalle aus den Drusenräumen des Pegmatites von Pisek zu erwähnen. Die Krystalle variieren sehr in der Farbe: blau, grün, grau, violblau und in der Form: stark gestreifte Säulen bis zu flachen Pyramiden; bemerkenswert ist ein säulenförmiger Krystall mit abwechselnden hellen und blauen Anwachszonen. Der Kern von bläulicher Farbe hat tafelförmige Gestalt.

Aus der Sammlung des Herrn Prof. Olivier Schwarz sind namentlich zu erwähnen zwei sehr kostbare Stufen des violblauen Ehrenfriedersdorfer Vorkommens. Ferner kleine wasserhelle Krystalle auf einer Adulardruse vom St. Gotthard. Sie zeigen als Abschluß nur die Pyramide, die Basis fehlt. Francolith von Redruth. Von Amerikanern: Templeton (Quebec) eine grüne in situ zerbrochene Säule, St. Lawrence blaugrüne und Burgess braune Säule.

Herr Regierungsrat v. Löhr brachte eine schöne Farbensuite geschliffener Apatite, hierunter namentlich ein sehr schöner farbloser mit prachtvollem Mondschein (orientierter bläulichweißer Schiller). Ferner hübsche Krystalle von St. Goar.

Über die Ausstellung des Herrn J. Lechner in Mairhofen (neues Apatitvorkommen aus der Floite) siehe die Mitteilung von Prof. F. Becke.

Herr Dr. F. König legte eine Suite von Stufen aus den technisch wichtigen Apatitgruben Norwegens vor und gibt dazu folgende Erläuterung:

Das technisch wichtigste Vorkommen von Apatit in Europa findet sich in Norwegen und dort ist gegenwärtig der einzige Produktionsort von Bedeutung das einer französischen Gesellschaft gehörige Apatitwerk Odegaarden. An der Ostküste des südlichen Norwegens zieht sich eine Art Apatitzone von Langesund bis Lillesand. Hunderte von Apatitschürfen liegen hier gebunden an das Vorkommen von Olivingabbro, dessen Feldspat unter Skapolithbildung verändert ist. Im Beginn des Apatitfiebers wurde an zahlreichen Orten dieser Apatitzone Apatit erschürft. Jetzt aber liegt der Apatitbau mit Ausnahme von Odegarden und einiger Schürfe von Kragerö und die Produktion gänzlich darnieder, da der Apatit 1900 einen Preisfall von zirka 130 K auf 90 K erlitt.

Auf den von Brögger (Ber. d. deutsch. geol. Ges. 1872) und Vogt (Zeitschr. f. prakt. Geol.) beschriebenen Apatitgängen ist der ständige Begleiter des Apatites der Enstatit, in z. T. sehr großen Krystallen, und der Biotit; dazu treten in der Grube Odegaarden Titaneisen in schönen großen Krystallen und Thorit, der ebenfalls in technisch verwertbaren Mengen gefunden wurde. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Fluorit, da dieses Mineral bisher nicht bekannt war und der Apatit von Odegaarden den Typus eines Chlorapatites darstellt. An den vorliegenden Stücken findet sich Flußspat von violetter und grüner Farbe mit prächtig grünem durchsichtigen Krystallquarz im grünen Apatit.

Sonst bietet der Apatit von Odegaarden eine schöne Farbenreihe, von der Repräsentanten bis zum schwarzen durch Bitumen gefärbten vorlagen.

Gelegentlich tritt noch ein anderes technisch wertvolles Mineral hinzu: der Wagnerit (Lokalname Kjerulfin), der bei reichlichem Vorkommen ein durch hohen Phosphorgehalt wertvolles Material darstellt.

Wagnerit findet sich als fast alleiniges Erz in dem Wagneritschurf Havredal ca. 1 *km* von Odegaarden, wo sich die Umwandlung des orangeroten Wagnerites in weißen Apatit beobachten läßt. (Eine Reihe von Belegstücken lag vor.) Frischer Wagnerit wurde von Hankedal vorgelegt.

Einen anderen Typus repräsentieren die Apatite der Pegmatitgänge von Vestra Kjörrestad. Blaugrüne Säulen von ca. 1 *cm* Dicke sind hier gewöhnlich. Ein vorgelegtes Bruchstück eines 4 *cm* starken Krystalles zeigt einen braunen Kern mit lichteren Partien längs Sprüngen und eine lichtgrüne Rinde.

Schließlich wurde von der Eisenlagerstätte Grängesberg in Schweden Apatit aus Pegmatit und ein sonderbares schiefriges Gemenge vorgelegt, das aus Apatit, Glimmer, Hämatit und Magnetit besteht. Endlich von der Oestra-Hammar-Grube bei Grängesberg $1^1/_2$ bis 2 *cm* lange idiomorphe Apatitkrystalle in Hornblende.

———

Monatsversammlung

am 7. Dezember 1903 im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität.
Anwesend 28 Mitglieder.

Geschäftliche Mitteilungen: Dem Verein ist beigetreten: Herr Alfred Himmelbauer (a. o.).

Vorträge:

Quarzzwillinge von Dognacska.

Dr. Koechlin legt ein Stück von Dognacska vor, auf dem sich eine Druse von herzförmigen Quarzzwillingen befindet. Die Druse sitzt auf grauem krystallinischem Kalk und besteht fast ausschließlich aus 1·5 *cm* großen, tafligen Zwillingen nach $(11\bar{2}2)$. Der Quarz hat matt geätzte Oberfläche und der fleckenweise wechselnde Schimmer zeigt an, daß die die herzförmigen Zwillinge bildenden Individuen an sich schon verzwillingt sind. Die Quarzkrystalle sind zum großen Teil von Drusen kleiner Kalzitkryställchen überkrustet.

Quarzzwillinge nach $(11\bar{2}2)$ waren bisher hauptsächlich aus der Dauphiné und von Japan bekannt. Aus der Sammlung des Hofmuseums liegen Beispiele von beiden Fundorten vor. Das aus der Dauphiné ist durch Größe (14 *cm* : 10 *cm* : 2·5 *cm*), Reinheit und Schönheit der Ausbildung besonders ausgezeichnet.

Von Dognacska waren diese Quarzzwillinge bisher nicht bekannt. Das betreffende Stück stammt aus der Sammlung des Herrn Kommerzialrates Weinberger.

Neue Mineralien.

Weiters legt Koechlin Stücke eines neuen Kalkeisenphosphates vor, das unter dem Namen Anapait von Dr. A. Sachs in Breslau (Sitzungsb. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1902, II, pag. 18), unter dem Namen Tamanit von S. P. Popoff in Moskau (Zeitschr. f. Kryst., 1903, 37, pag. 267) beschrieben worden ist.

Der Fundort ist eine zwischen der Halbinsel Taman und der Stadt Anapa am Schwarzen Meere gelegene Eisengrube Scheljesni (Želesnyj) Rog. Auf einem oolithischen Limonitlager in Höhlungen an der Grenze einer Sideritschichte mit dem Limonit tritt das Mineral in Drusen gelbgrüner, glänzender bis etwa $^1/_2$ *cm* großer Krystalle auf; doch kommt es auch blättrig, radialstenglig und derb vor.

Chemische Zusammensetzung: $FeCa_2(PO_4)_2 . 4H_2O$; H = 3 bis 4; Spez. Gew. = 2·81. Triklin holoedrisch; nach der Aufstellung von Sachs:

$$a : b : c = 0{\cdot}87566 : 1 : 0{\cdot}59753$$
$$\alpha = 132^\circ 22', \beta = 106^\circ 47', \gamma = 83^\circ 28'.$$

Formen: a = (100), c = (001), m = (110), n = $(1\bar{1}0)$, o = $(11\bar{1})$; nach der Aufstellung von Popoff:

$$a : b : c = 0{\cdot}7069 : 1 : 0{\cdot}8778,$$
$$\alpha = 97^\circ 12', \beta = 95^\circ 17', \gamma = 70^\circ 11'.$$

Formen: a = (100), b = (010), c = (001), r = (101), s = $(\bar{1}01)$, q = (012), o = (111).

Aus der Anordnung der Winkel in den Zonen läßt sich erkennen, daß

Sachs		Popoff
a (100)	=	o (111)
c (001)	=	a (100)
m (110)	=	r (101)
n $(1\bar{1}0)$	=	b (010)
o $(11\bar{1})$	=	s $(\bar{1}01)$
$(22\bar{1})$	=	c (001)
$(31\bar{1})$	=	q (012)

Sachs gibt Spaltbarkeit nach a an, Popoff nach r und b.

Doppelbrechung schwach, negativ. Am nächsten steht der Anapait dem Messelit = $(Ca, Fe, Mg)_3 (PO_4)_2 . 2^1/_2 H_2O$. Das schönste der vorgelegten Stücke ist Eigentum des Herrn Kommerzialrates Weinberger.

Natronjarosit Hillebrand & Penfield (Americ. Journ., 1902, 14, 211). Glänzendes Pulver, bestehend aus tafligen Kryställchen von 0·15 *mm* Größe; rhomboedrisch a : c = 1 : 1·104.

Formen: c = (0001), r = $(10\bar{1}1)$; s = $(02\bar{2}1)$, cr = 51°53′.

Zusammensetzung: $Na_2 Fe_6 [OH]_{12} [SO_4]_4$.

Spez. Gew. = 3·18, optisch einachsig und negativ. Farbe gelbbraun. Fand sich an der Ostseite von Soda Spring Valley, Nevada, an der Straße von Sodaville zur Vulcan Copper Mine. Auch von Cooks Peak, New Mexiko.

Plumbojarosit Hillebrand & Penfield (Americ. Journ., 1902, 14, 213). Glitzerndes Pulver und lockere Massen. Die Kryställchen ähnlich denen von Natronjarosit, aber dunkler braun; rhomboedrisch, a : c = 1 : 1·216; cr = 54°32′.

Zusammensetzung: $Pb Fe_6 [OH]_{12} [SO_4]_4$.

Spez. Gew. = 3·665, optisch negativ. Von Cooks Peak, New Mexiko.

Melanochalcit G. A. Koenig (Americ. Journ., 1902, 14, 404). In dem Versuchsschachte der Calumet and Arizona Copper Mining Company bei Bisbee, Arizona, in der Tiefe von 800 Fuß fanden sich harte, sphäroidische Knollen durch weiches, braunrotes, toniges Material verbunden. Die Knollen zeigten als Kern körnigen Cuprit, dann eine pechschwarze dünne Schale (Melanochalcit), dann eine gebänderte grüne Zone von Malachit und Chrysokolla, sodann weißen Quarz. Am reinsten ist der Melanochalcit nahe am Cuprit, gegen den Malachit oder Chrysokolla geht er in dunkel- bis lichtolivengrüne Lagen über.

Die Substanz ist ähnlich dem Kupferpecherz: H ungefähr 4; sehr spröde, kaffeebraun, spez. Gew. = 4·141.

Die Analysen führen auf die Formel $Cu_2 (Si, C) O_4 . Cu (OH)_2$.

Koenig gibt die Möglichkeit zu, daß ein inniges Gemenge von Kupferkarbonat, -Silikat und -Hydroxyd vorliege, hält aber vom chemischen Standpunkt die Existenz eines Salzes einer Orthokiesel kohlensäure $H_4 (Si, C) O_4$, in der sich Si und C in wechselnden Verhältnissen vertreten können, nicht für unwahrscheinlich.

Keweenawit G. A. Koenig (Americ. Journ., 1902, 14, 410). Südwestlich von Schacht I gegen Schacht II der Mohawk Mine, Keweenaw Co., Michigan wurde eine kleine Ader angefahren, die neben Domeykit ein dem Niccolit ähnliches Erz führte.

Dasselbe ist derb, feinkörnig, sehr spröde, mit flach muscheligem Bruch. H. ungefähr = 4, Spez. Gew. = 7·681. Auf frischem Bruche blaß rötlichbraun, wird es an der Luft tiefer braunrot; doch ist es gegen Atmosphärilien widerstandsfähiger als Domeykit und Mohawkit. Aus mehreren Analysen ergibt sich die Zusammensetzung $(Cu, Ni, Co)_2 As$.

Histrixit Petterd (nach d. Referat im Americ. Journ., 1902, 14, 466), ein neues Sulfid von Antimon und Wismut, u. zw. $7 Bi_2 S_3$ $2 Sb_2 S_3$ $5 Cu Fe S_2$ in radialstrahligen Gruppen rhombischer, längs gestreifter Säulen ohne Endausbildung. H = 2, Metallglanz, stahlgrau.

Petterdit Twelve trees (nach d. Referat im Americ. Journ., 1902, 14, 466), ein neues Oxychlorid von Blei. Die Analyse ergab: PbO 74·04; $As_2 O_5$ 2·60; $P_2 O_7$ 2·10; $Sb_2 O_5$ 0·50; Cl 20·00. Spez. Gew. = 7·16; H = 1·5 bis 2; fand sich in weißen, dünnen hexagonalen Tafeln zu Zeehan in Tasmanien.

Chalmersit Hussak (Zentralblatt f. Min. etc., 1902, pag. 69). Ein neues Sulfid aus der Kupferglanzgruppe von der alten Goldmine Morro Velho am Fuße der Serra do Curral in Minas Geraes, Brasilien. Der chloritischen Kalkphylliten eingelagerte Erzkörper besteht vorherrschend aus Magnetkies, Karbonaten, Arsenkies und Quarz. An der Grenze gegen den Kalkphyllit fanden sich Drusenräume, in denen dem Alter nach Quarz, Albit, Siderit, Dolomit, Kalzit, Magnetkies, Chalmersit und Kupferkies auskrystallisiert gefunden wurden; untergeordnet treten auch Chlorit, Rutil, Anatas, Scheelit, Freigold und Pyrit auf.

Der Chalmersit, der früher für Millerit gehalten wurde, bildet nadelförmige nach (110) verzwillingte Krystalle, ist rhombisch, manchmal mit hemimorpher Ausbildung;

a : b : c = 0·5734 : 1 : 0·9649; also sehr nahe dem Kupferglanz. H = 3·5; spez. Gew. = 4·68; speis- bis bronzegelb, oft bunt angelaufen; sehr stark magnetisch. Aus der Analyse ergibt sich die Formel $Cu_2S . Fe_6S_7$.

Koenenit Rinne (Zentralblatt f. Min. etc., 1902, pag. 493). Findet sich in Klüften des Salztons der Zechstein-Salzlagerstätte in Justus I bei Volpriehausen im Solling mit Steinsalz, Anhydrit und Carnallit. Die rote Farbe des Koenenit ist ähnlich der mancher Carnallite und wie bei diesen durch eingelagerte feine Eisenglanzschüppchen erzeugt. Im Gegensatz zu Carnallit zeigt aber der Koenenit eine ausgezeichnete, glimmerähnliche Spaltbarkeit und die Spaltblättchen eine ungewöhnliche Milde und Biegsamkeit. Krystallformen nur angedeutet, wahrscheinlich hexagonal-rhomboedrisch, optisch einachsig, positiv; spez. Gew. = 1·98.

Die chemische Zusammensetzung ist: $Al_2O_3 . 3MgO . 2MgCl_2$ mit 8 oder 6 H_2O. Genannt nach dem Entdecker Geheimen Bergrat Dr. A. v. Koenen; es wird auch der Name Justit gebraucht.

* * *

Professor F. Becke hält einen Vortrag über die Ableitung der Interferenzbilder durch Skiodromen.

Der Inhalt des Vortrages ist publiziert in den Denkschriften der Kais. Akademie der Wissenschaften, mat.-naturw. Klasse, Bd. 75, II. Optische Untersuchungsmethoden. Ein Auszug daraus wird in Tschermaks mineralog. und petrographischen Mitteilungen erscheinen.

* * *

Aus der vom naturhistorischen Hofmuseum beigestellten Ausstellung von vulkanischen Bomben demonstrierte Prof. Berwerth einen von Prof. Lacroix in Paris dem Museum übersendeten Andesitauswürfling des Mt. Pelée, mit glasiger durch Schwindrisse netzig zerspaltener Kruste um einen porösen bimssteinartigen Kern. Die Beschaffenheit des Auswürflings gleicht vollkommen den von den Eruptionen auf der Insel Vulcano, in den kolombianischen Anden, auf Santorin und dem Skt. Annensee-Krater bei Tusnád gelieferten, letztere erst unlängst von Uhlig aufgefundenen und von Baumgartner[1]) beschriebenen, als „Brotkrustenbomben“ bekannt gewordenen Auswürflingen. Die „Brotkrustenbombe“ ist die typische Form des sauren andesitischen Materials, das in porösen, stark splitternden polyedrischen Stücken ohne Lavabildung unter explosionsartigen Erscheinungen in Begleitung von Dämpfen, die man auch als „vulkanianische“ Tätigkeit bezeichnet hat, in die Luft geschleudert werden. Mit der Annahme der verschiedenen Forscher, daß die V-förmigen Spalten in der glasigen Rinde sich innerhalb des Eruptionsschlotes, also noch vor der Eruption bildeten, ist der Vortragende nicht einverstanden. Er verlegt die Entstehung des Spaltennetzes in den Akt nach der Eruption, wo erst durch sehr rasche Abkühlung die Bombenrinde brotkrustenähnlich zerbarst. Diesem individuellen Charakter der Andesitbombe stellte der Vortragende dann die typische durch symmetrischen Bau ausgezeichnete Form den Basaltbomben gegenüber, die echte Lavabomben sind. Die auf der basischen Zusammensetzung beruhende Plastizität des Basaltmaterials liefert die schönen und reichen Formenabarten der Basaltbomben, an denen allen die um den Bombenkörper äquatorial verlaufende Zone den gesetzmäßigen Ausdruck im Aufbau der Bombe bildet.[1]) Als reiches Illustrationsmaterial dienten Basaltbomben von den Canarischen Inseln, vom Ätna und der Insel Zebejir im Roten Meere. Den ganz seltenen Fall, wo Lava einen fremden Steinkern, und zwar einen Granitknollen umhüllt, illustrierte eine von Dr. Hlawatsch ausgestellte Bombe aus der Auvergne.

---

[1]) Baumgartner Karl, Über vulkanische Auswürflinge von Bad Tusnád in Siebenbürgen. Tschermaks Min. u. petr. Mitteilungen. Neue Folge, Bd. XXI, pag. 31. 1902.

Ausstellung: Vulkanische Auswürflinge.

Außer der reichen Kollektion vulkanischer Auswürflinge, die das Hofmuseum zur Ausstellung gebracht hat und die von Prof. Berwerth[1]) besprochen wurde hatten noch ausgestellt:

Das mineralogisch-petrographische Universitäts-Institut typische Brotkrusten-Bomben vom St. Annen-See bei Tusnád, Siebenbürgen, ferner Olivinbomben von Kapfenstein, Steiermark.

Das mineralogische Institut: Mehrere Stücke des vulkanischen Tuffs von Kapfenstein, welche außer kleinen Lavaschlacken und erbsen- bis faustgroßen Olivinbomben mit Schlackenhülle zahlreiche Quarzgeschiebe enthalten, die der sedimentären Unterlage des Tuffkegels entstammen.

Prof. A. Sigmund legte vor und besprach Pelagonittuffe vom Röhrlkogel bei Gleichenberg, vom Szigligeter Schloßberg am Nordufer des Plattensees und den grauen palagonitischen Tuff von Jörgen bei Klöch (Obersteiermark).

Hofrat v. Prónay stellte aus und besprach die sehr interessanten Auswürflinge von Eisenbühl zwischen Boden und Altabenreuth bei Eger, die als Kern häufig frischen Olivin oder große abgeschmolzene Individuen von schwarzer Hornblende enthalten.

---

[1]) Vergleiche F. Berwerth: „Über vulkanische Bomben von den Canarischen Inseln nebst Betrachtungen über deren Entstehung.“ Ann. des naturhist. Hofmuseums Bd. IX, 1894, pag. 407.

V. Notiz.

Korund aus Tirol.

Im vergangenen Sommer wurden betreffs des Vorkommens von Korund im Lazzacher Tal bei Magern, über welchen E. Weinschenk im letzten Jahre berichtete, weitere Nachforschungen vorgenommen. Da der betreffende Fund im Schotter der alten Straße gemacht wurde, handelte es sich darum, den Ursprung dieses Schotters nachzuweisen. Aus den stark zerrissenen Kämmen des Staudenberggrats, welcher östlich über dem Fundort ansteigt, kann das Material nicht herstammen, da diese fast durchgehends aus Glimmerschiefer bestehen und nur eine wenig mächtige Kalkeinlagerung enthalten, deren Absturz auf den Weg aber wegen dazwischenliegender Gräben nicht möglich erscheint. Ebenso enthalten die westlich das Tal begrenzenden Kämme des Lazzacher Gebirges keine Kalkeinlagerungen, welche in größerer Mächtigkeit erst am Talschluß in dem Moarer Weissen sichtbar werden, von welchem aber ebenfalls wegen zwischenliegender Gräben keine Steinstürze ins Lazzachertal abgehen können. Es handelt sich also nicht um abgestürztes, sondern um hergeführtes Material.

In Bezug auf den Ursprung desselben ließ sich feststellen, daß der Schotter von St. Martin durch den Kaindlstollen hergeführt war, und zwar von der „weißen Riebe“, einer Kalkstein-, resp. Dolomithalde von mehreren hundert Metern Höhe und fast hundert Metern Breite am Fuße des Karl Weissen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß der Korund gleichfalls von diesem Punkt herstammt und somit aus den dem Glimmerschiefer eingelagerten körnigen Dolomitmassen des Karl Weissen herabgestürzt ist. Eingehendes Absuchen der mächtigen Sturzhalde an Ort und Stelle lieferte allerdings kein Resultat, woraus aber wohl zu entnehmen ist, daß das Vorkommen von Korund hier ein ganz außerordentlich seltenes ist.

Bad Kissingen, September 1903. Felix Zeiske.

VI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Agafonoff V. K.: Sur l'absorption de la lumière par les cristaux et sur le polychroisme dans la partie ultra-violette du spectre. Separatabdruck a. d. Mitt. d. kaiserl. Museums in St. Petersburg 1902.

Agamemnone G.: Contributo alla storia del magnetismo terrestre ed allo studio della correlazione fra i terremoti e le perturbazioni magnetiche. — Modena coi tipi d. soc. Tip. ant. tipogr. soliani 1903.

Baumhauer H.: Untersuchungen über die Entwicklung der Krystallflächen im Zonenverbande. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, H. 6, 1904.

Derselbe: Über Flächenentwicklung und Krystallstruktur des rhombischen Schwefels und des Anatas. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 20, 21, 1903.

Berwerth J.: Der Meteoreisenzwilling von Mukerop, Bezirk Gibeon, Deutsch-Südwestafrika, 1902.

Crookes W.: Remarks on action of radium on Kunzite. — The Lilac-Colored spodumene (Kunzite) from California. From Amer. Journ. of Sc. Vol. XVI, p. 335, Oct. 1903.

Billows E.: Ricerche cristallografiche comparative su alcuni composti organici. Padova 1903. — Estr. d. Rivista d. Min. e Cristall. Ital. Vol. XXX.

Bollettino sismologico dell' osservatorio Ximeniano dei P. P. delle scuole pie di Firenze. — Anno I. Fascicolo 1 e 2 1901 e 1902. Anno II. 1903.

Bowman H. L.: 1. Note on the Refractive Indices of Pyromorphite, Mimetite and Vanadinite. 2. Note on some rare twins of Calcite from Somerset communic from the Oxford Min. Lab. Nr. VI.

Doelter C.: Krystallisationsgeschwindigkeit und Krystallisationsvermögen geschmolzener Mineralien. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Mineralogie etc. Nr. 19, 1903.

Duse Elena: Studio cristallografico sulle sostanze Paranitrobenzoato-metilico e Parabromobenzoato-metilico. Estrato dalla Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana. Vol. XXX, 1903.

Fedorow E. v.: Allgemeinste Krystallisationsgesetze und die darauf fußende eindeutige Aufstellung der Krystalle. — Separatabdruck aus Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, 4. u. 5. Heft, Leipzig 1903.

Harrington B. J.: On the formula of bornite. — From the American Journ. of Sc. Vol. XVI, 1903.

Derselbe: On the composition of some canadian amphiboles. — From the American Journ. of Sc. Vol. XV, 1903.

Heineck Fr.: Die mikrophotographische Aufnahme von Dünnschliffen. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903. Mit 1 Abbildung. Stuttgart 1903.

Heyn E.: Die Metallographie im Dienste der Hüttenkunde. Mit 26 Fig. Freiberg in Sachsen. Verlag v. Craz & Gerlach (Joh. Stettner), 1903.

Jaeger F. M.: Kristallografische en molekulaire symetrie van Plaatsings-Isomere benzolderivaten. Dissert. Amsterdam 1903.

Leiss C.: Neues Kystallrefraktometer zur Bestimmung größerer und mikroskopisch kleiner Objekte. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Instrum.-Kunde. November 1902, Berlin.

Miers A. Henry: An enquiry into the variation of angles observed in Crystals especially of potassium-alum and ammonium alum. London 1903.

Moses A. J. u. Rogers A. F.: Formeln u. graph. Methoden zur Bestimmung v. Krystallen auf Grund v. Koordinatenwinkeln u. Millerschen Indizes. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, H. 3.

Redlich K. A.: Anleitung zur Lötrohranalyse II. Aufl. Leoben 1903.

Sommerfeldt E.: Kettenbruchähnliche Entwicklungen zur Beurteilung der Wahrscheinlichkeit des Auftretens bestimmter Flächenkombinationen an Krystallen. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Mineralogie etc., pag. 537—554, Stuttgart 1903.

Sachs A.: Die Krystallform des Indiums u. seine Stellung im periodischen System. Über die Beziehungen des Rubidiums zum Kalium einerseits und zum Caesium anderseits nach krystallogr. Beobachtungen an neuen Uranyldoppelsalzen dieser Metalle. — Sonderabdruck aus Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, Heft 4 bis 5, 1903.

Smith Herbert: On the advantages of the Gnomonic Projection and its use in the Drawing of Crystals. — Reprinted from the Mineralogical Magazine. Vol. XIII, Nr. 62, pag. 309—321, Dezember 1903.

Sommerfeldt E.: Über den Satz, daß Symmetrieachsen mit einer Drehungsperiode gleich 5 od. größer als sechs bei Krystallen nicht auftreten können. 1 Textfigur. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904.

Sustschinsky P. v.: Untersuchung einiger künstlich dargestellten Verbindungen. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, H. 3.

Tammann Gustav: Krystallisieren und Schmelzen. Ein Beitrag zur Lehre der Änderungen des Aggregatzustandes. Leipzig 1903.

Tertsch H.: Zur Frage der Bestimmbarkeit von Brechungsexponenten. — Mitt. d. naturw. Vereines a. d. Univ. Wien. II. Jahrg., Nr. 1, 1904.

Tschermak G.: Über die chemische Konstitution der Feldspate. — Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Klasse. Bd. CXII, Abt. I, Mai 1903.

Derselbe: Bemerkungen über das Mischungsgesetz der Turmaline. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXV, H. 3.

Viola C.: Ein Wort zur Krystallstruktur. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903.
Vogt J. H. L.: Die Theorie der Silikatschmelzlösungen. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Elektrochemie. Nr. 43, 1903.
Derselbe: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. — I. Über die Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen. Mit 2 Tafeln und 24 Figuren im Text. — Videnskabs Selskabetz Skr. I. Mathem.-naturw. Klasse. Nr. 8, 1903.
Wulff G.: Untersuchungen über die Genauigkeitsgrenzen der Gesetze der geometrischen Krystallographie. Mit drei Textfig. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Krystall. etc. Bd. XXXVIII, H. 1 u. 2. Leipzig 1903.

Mineralogie.

Baskerville Cl.: Kunzite. A new Gen. From science N. S. Vol. XVIII, 1903.
Barker T. V.: On some Crystals of Quartz from De Aar (Cape Colony) and other localities. — Reprinted from the Mineral. Magazine, Dec. 1903. Vol. XVIII, No. 62. Communications from the Oxford Mineralog. Laboratory, No. VI.
Bauer Max: Lehrb. d. Mineralogie. Zweite völlig neu bearb. Aufl. Stuttgart 1904.
Bodenbender G.: Comunicationes Mineras y Mineralogicas. Articulo public. en el Bol. de la Acad. Nac. d. Ciencias de Cordoba. Tomo XVII, pag. 359 ff. Buenos Aires 1903.
Boggild V. B.: On some Minerals from the Nephelite-Syenite at Julianehaab, Greenland (Erikite and Schizolithe). Reprinted from „Meddelelser om Grönland". Vol. XXVI, Copenhagen 1903.
Bücking H.: Sulfoborit von der Asse. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXVI, pag. 156, 1902.
Canaval R.: Bemerkungen über das Eisenglanzvorkommen von Waldenstein in Kärnten. — Sonderabdruck a. d. Carinthia. II, Nr. 3, 1903.
Hill B. F.: The occurence of the Texas mercury minerals.
Hoses A. J.: Eglestonite, Terlinguaite and Montropsite, new Mercury minerals from Terlingua, Texas. — From the Americ. Journ. of Sc. Vol. XVI, Sept. 1903.
Kemp J. F.: Platinum in the Rambler Mine, Wyoming. — Extr. fr. Miner. Resourc. of the United Stat. f. 1902.
Klockmann F. Dr: Lehrb. d. Min. 3. Aufl. Stuttgart 1903.
Kunz G. Fr.: A new Lilac-Colored spodumene from Pala, Calif. — From the Americ. Journ. of Sc. Vol. XVI, 1903.
Melczer G.: Über den Aragonit von Úrgvölgy (Herrengrund). — Sonderabdruck aus Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVIII, H. 3. Mit einer Tafel u. 15 Fig. 1903.
Melion Jos.: Die Aragonitkugeln bei Olomuczon-Ruditz. — Sonderabdruck.
Miers H. A.: Note on Mica (Fuchsite) as a decorative stone used by the ancients.
Milch L.: Aus einem Augit hervorgegangene Karbonate. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903, S. 505—509, Stuttgart.
Sachs A.: Apatit von Grube Prinzenstein bei St. Goar, Rheinpreußen. Kalinatronglimmer als Drusenmineral in Striegan. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903, S. 420—423, Stuttgart.

Schaller W. T.: Spodumene from San Diego Co. California. — Univ. of. California Public. Bull. of the Depart. of Geol. Vol. III, No. 13, pag. 265—275, Pls. 25—27, 1903.

Schmidt Alb. Dr.: Tabellarische Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirges und des Steinwaldes. Bayreuth 1903.

Sommerfeld E.: Beiträge zur Kenntnis wasserhaltiger Mineralien. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1903

Spencer L. J.: A (third) list of new mineral names. — Reprinted from the Mineralogical Mag. Dec. 1903, Vol. XIII, No. 21, pag. 363—381.

Strandmark J. E.: Bidrag till kämedomen om Alsian och andra baryt fältspater. Stockholm 1903.

Vogt J. H. L.: Platingehalt im norweg. Nickelerz. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, Aug., X. Jahrg.

Weisbach A.: Tabellen zur Bestimmung der Mineralien mittelst äußerer Kennzeichen. VI. Aufl. Durchges. u. erg. von Friedr. Kolbeck. Leipzig, Artur Felix' Verlag, 1903

Wenglein O.: Über Perthitfeldspäte. — Inaug.-Dissert. Kiel 1903.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Alla memoria di Antonio d'Achiardi: Lavori eseguiti nell'istit. di miner. d. Univers. di Pisa 1903. — Inhalt:

D'Achiardi G.: Analisi di alcuni minerali bauxitici, pag. 1.
Derselbe: Alcune osservazioni sopra i quarzi di Palombaia Elba, pag. 5.
Derselbe: Le forme cristalline della pirrotina del Bottino, pag. 12.
Derselbe: Forme cristalline del cadmio, pag. 15.
Aloisi P.: Su di alcune rocce di Ripafratta (Monte Pisano), pag. 19.
Manasse E.: Le rocce della Gorgona, pag. 35.
Derselbe: Porfiriti dioritichi e andesiti del Montenegro, pag. 77.
D'Achiardi G.: Notizie sul giacimento cinabrifero di Kara-Barun nell'Asia Minore, pag. 93.
Derselbe: La formazione della magnesite all'isola d'Elba. I. Cava di Grotta d'Oggi, pag. 107.
Manasse E.: Rocce della Colonia Eritrea raccolte a sud di Aráfoli, pag. 57.

Annual Report of the Geological Commission 1901 und 1902. II. Vol. Department of Agriculture. Cape of Good Hope. — Cape Town, Cape Times Limited, Government Printers, Keerom street, 1902, 1903.

Ansde J.: Die chemische Klassifikation der Eruptivgesteine des Großherzogtums Hessen. — Sonderabdruck a. d. N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1903, Bd. II, pag. 33—43. Stuttgart 1903.

Barré C. (Margerie Emm. de): L'architecture du Sol de la France. — Extr. d. Ann. Geogr. Tome XII. Paris 1903.

Beck R.: Die Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spr. und ihre Gesteine. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. d. Deutsch geol. Ges. Jahrg 1903.

Derselbe: III. Die Erzlagerstätten. — Sonderabdruck aus den Erläuterungen zur Sektion Fürstenwalde-Graupen der geolog. Spezialkarte von Sachsen.

Berg G.: Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. — Sonderabdruck a. d. Jahrb. d. königl. Preuß. Geolog. Landesanst. u. Bergak. für 1902. Berlin 1903.

Berwerth Friedrich: Der meteorische Eukrit von Peramiho. — Sitzungsber. der k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXII, Abt. I, Okt. 1903.

Berwerth F. und Windt Jan de: Untersuchungen von Grundproben des östl. Mittelmeeres. — Berichte d. Komm. f. Erforsch. des östl. Mittelm. XXIV, 1902.

Bodenbender G.: Contribution al Gonogimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras centrales de la Rebúblika Argentina. — Articolo publ. en el Boletin de la Acad. Nac. de Ciencias de Cordoba. Tomo XVII, pag. 203ff. Buenos Aires 1902.

Borgström H. L.: Bulletin de la commission géologique de Finlande. Nr. 14. Die Meteoriten von Huittis und Marjalahti. Mit 8 Tafeln. Helsingfors 1903.

Derselbe: Nr. 14. Die Meteoriten von Huittis und Marjalahti. — Bulletin de la comm. géol. de Finlande. 8 Tafeln, Helsingfors 1903.

Bontschew G.: Petrographische Notizen der südöstl. Teile Bulgariens. (Mit einer petrogr. Skizze.) — Sonderabdruck a. Bd. LXIV d. Period. Spisanije d. Bulg. liter. Vereines. Sofia 1903.

Brauns R.: Der oberdevonische Pikrit und die aus ihm hervorgegangenen Neubildungen. Mit 8 Tafeln. — Sonderabdruck a. d. N. Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart 1904.

Brezina Aristides: Neue Beobachtungen an Meteoriten. — Sonderabdruck aus d. Verh. d. geol. Reichsanst. Nr. 2, 1898.

Bruhns W.: Verzeichnis der Meteoriten des mineral. u. petrogr. Instit. der Univ., Straßburg 1903.

Bücking H.: Über die vulk. Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Mit 16 Fig. im Text. — Sonderabdruck aus Gerlands Beiträgen zur Geophysik, Bd. VI, Heft 2. Leipzig, Engelmann, 1903.

Bücking Pr.: Über Porphyroidschiefer und verw. Gesteine des Hintertaunus. — Sonderabdruck a. Ber. d. Senckenbergischen naturf. Gesellschaft in Frankfurt am Main, 1903.

Credner M. H.: Zu M. A. Sauers: Die krystallinischen Schiefer der mitteldeutschen Gebirge — Quatrième Séance Générale, 22 août 1903.

Credner H.: Die neueren Anschauungen über die genetischen Verhältnisse des Granulitgebirges, Sektion Geringswalde-Ringetal.

Daly Reg. A.: The Geology of Ascutney mountain, Vermont, Washington 1903.

Derselbe: Variolitic Pillow-Lava from Newfoundland. From the American Geologist. Vol. XXXII, Aug. 1903.

Dannenberg A.: Der Monte Ferru in Sardinien. I. — Sitzungsber. d. königl. Preuß. Akad. d. Wissensch. XL, 1903.

Derselbe: Die Äquatorfrage in der Geologie. (Referat über Kreichgauer P. Damian S. V. D. 8°, 394 S. Steyl, 1902.) Abdr. aus Dr. A. Petermanns Geogr. Mitt. 1903, H. 2.

Doelter C.: Exkursion nach Predazzo. X. — Führer f. d. geolog. Exkursionen in Österreich. IX. intern. Geol.-Kongreß 1903.

Derselbe: Zur Physik des Vulkanismus. Mit 1 Textfig. — Sitz.-Ber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXII, Abt. I, Juli 1903. Wien 1903.

Duparc L.: Nouvelles, explorations dans L'Oural du nord le bassin supérieur de la Kosva. — Extrait d. Globe, Journ. géograph. Tome LXII.

Duparc L. et L. Mrazec: Sur le minérai de fer de Troitsk (Oural du Nord).

Duparc L. et F. Pearce: Sur les formations de la zone des quartzites et conglomérats inférieurs au Dévonien dans l'Oural du Nord. — Compt. rend. d. séances de l'academie des sciences, Paris.

Fantappiè Lib.: II. Reperino. — Ebenda. Vol. XII, 1° sem., serie 5ª, fasc. 12°. Roma 1903.

Derselbe: Contribuzioni allo studio dei cimini. I. Profili strutturali. — Rendiconti della R. Accad. d. Lincei, Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Estrato d. vol. XII, 1° sem., serie 5ª, fasc, 11°. Roma 1903.

Derselbe: III. Genesi. — Ebenda. 2° sem., serie 5ª, fasc. 1°.

Felix J.: Verkieselte Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc., 1903, Nr. 18, Stuttgart.

Geyer G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — Sonderabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1903, Nr. 9. Wien 1903.

Gordon Ogilvie M. M.: The geological structure of Monzoni and Fassa. — Transact. of the Edinb. Geological Soc. Vol. VIII. Spec. part. Edinburgh 1902/03.

Hecker Otto: Petrographische Untersuchungen der Gabbrogesteine des oberen Veltlin. — Inaug.-Dissert. Jena. Sonderabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XVII, 1903.

Hibsch J. E.: Geologischer Aufbau des böhm. Mittelgebirges. — Führer f. d. geolog. Exk. in Österr. IX. intern. Geologenkongreß, 1903.

Ippen J. A.: Petrographische Untersuchungen aus dem Fleimser Eruptivgebiet. I. Über kersantitähnliche Gesteine vom Monzoni II. Zwei Ganggesteine von Boscampo. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903.

Douglas Johnson Wilson: Block Mountains in New-Mexico. — Am. Geologist. Vol. XXXI, March 1903, pag. 135—139.

Kaiser E.: Die hydrologischen Verhältnisse am Nordostabhang des Hainich im nordwestlichen Thüringen. Mit einer Tafel. — Sonderabdruck a. d. Jahrb. d. königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt u. Bergakademie f. 1902. Bd. XXIII, Heft 3, Berlin 1903.

Kemp J. F.: A new spheroidal Granite. — Science N. S. Vol. XVIII., No. 459, pag. 503—504. 1903.

Kemp J. F. and Knight W. C.: Leucite Hills of Wyoming. — Contributions from the Geological Department of Columbia University. Vol. XI, Nr. 94, Part I. Rochester 1903.

Klein C.: Die Meteoritensammlung der königlichen Friedrich Wilhelms-Universität zu Berlin am 21. Jänner 1904. — Sitzungsber. d. königl. preuß. Akad. d. Wissensch. IV. Sitzung d. physik.-math. Kl. vom 21. Jänner 1904.

Koch Ant. Dr.: Skizze des geolog. Baues d. Fruskagora-Gebirges. — Sonderabdruck a. d. Földtani Közlöny. Bd. XXXIII, H. 7—9. Budapest 1903.

Kolonec Franz: Über einige leukokrate Ganggesteine vom Monzoni u. Predazzo. — Sonderabdruck a. d. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1903.

Krahmann M.: Fortschritte der praktischen Geologie. Bd. I, 1893—1902. Zugleich Generalregister d. Zeitschr. f. praktische Geologie. Jahrg. I — X, 1893 bis 1902. 1903.

Lacroix A.: Les roches alcalines caractérisant La province pétrographique d'ampasindava. Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. — Extrait des Nouvelles Archives du Museum, 4. Série, Tome V. Paris 1903.

Lane C. A.: Recent work of the geological Survey. — Reprint From Third Report of the Michigan Acad. of Science. 1901.

Derselbe: Queneau: on Size of Grain in Igneous Rocks. — From the American Journ. of Science Vol. XIV, Nov. 1902.

Derselbe: Porphyritic appearance of rocks. — Bull. of the geol. soc. of Am. Vol. XIV, 1903.

Derselbe: Variation of geothermal gradient in Michigan — From Bull. soc. Am. Vol. XIII, 1901.

Berwerth F.: Zur Erinnerung an Felix Karrer. — Sonderabdruck a. d. XVIII. Bd. d. k. k. Naturhist. Hofm. Wien 1903.

Loewinson-Lessing F.: Johannes Lemberg †. Stuttgart 1903.

Osann A.: Franz Friedr. Graeff †.

Neue Bücher.

Beiträge zur chemischen Petrographie, von A. Osann I. Teil: Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 8⁰. 101 S. Stuttgart, E. Schweizerbart, 1903.

Aus dem Vorwort ist zu ersehen, daß der Verfasser daran ist, eine Fortsetzung der J. Rothschen Zusammenstellung der Gesteinsanalysen herauszugeben, ein Unternehmen, das an die Arbeitskraft des Herausgebers bedeutende Anforderungen stellt und für das ihm alle, die sich für den Fortschritt der Petrographie interessieren, zu lebhaftem Dank verpflichtet fühlen werden. Diese Zusammenstellung wird auch die Molekularquotienten der Analysenwerte enthalten, zu deren raschen Ermittlung sich der Verfasser Tabellen angelegt hat, die die Molekularzahlen in ähnlicher Weise aufschlagen lassen wie die Logarithmen in einer Logarithmentafel. Diese Tafeln sind in einem handlichen Format besonders herausgegeben worden; sie sind sehr bequem, man könnte sagen zu bequem eingerichtet, da sie für jedes Element die Molekularzahl in vier Dezimalen für alle in Gesteinsanalysen wahrscheinlichen Prozentzahlen angeben, u. zw. mit der Abstufung von 0·01 Prozent. Den Tabellen ist der Vorwurf gemacht worden, daß die abgerundeten Molekulargewichte statt der genauen Zahlen zugrunde gelegt wurden (SiO_2 60 statt 60·4. MgO 40 statt 40·36 usw.). Der Verfasser bemerkt in einer Erwiderung mit Recht, daß für die Zwecke, die er bei den Gesteinsberechnungen im Auge hat, die hieraus resultierenden Fehler bedeutungslos seien.

Referent kann aber doch nicht umhin zu bedauern, daß die große Arbeit, die sich der Verfasser gemacht hat, nicht mit den richtigen, genauen Atomgewichts-

zahlen durchgeführt wurde. Die Anwendbarkeit der Tabellen wäre dadurch bedeutend erweitert worden und die Arbeit wäre die gleiche gewesen.

Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie von Dr. Ernst Weinschenk, a.o. Professor der Petrographie an der Universität München. Mit 47 Textfiguren und 3 Tafeln. VIII u. 166 Seiten Oktav. Freiburg im Breisgau, Herdersche Verlagshandlung, 1902.

Unstreitig ein interessantes Buch, dessen Grundgedanke nämlich die kräftige Betonung der Bedeutung petrographischer Verhältnisse für die wichtigsten Fragen der allgemeinen Geologie dem Referenten durchaus sympathisch ist. Aber es ist kein Buch für Anfänger. Nicht nur weil die einzelnen Abschnitte nach Inhalt und Umfang sehr ungleich sind, sondern vor allem deshalb nicht, weil es einen durchaus persönlich-eigenartigen, vielfach polemischen Ton anschlägt, der in einem Buch, das zur Einführung dienen soll, nicht am Platze ist.

Der Fachmann wird das Buch mit Interesse lesen und nicht ohne Nutzen aus der Hand legen, als eine durchaus subjektiv gefärbte Darlegung wichtiger Fragen des Grenzgebietes zwischen Petrographie und allgemeiner Geologie. Nur wird ein Umstand auffallen: Der Verfasser bringt fast stets seine zuweilen recht grundstürzenden Ideen in der Form des Gegensatzes zu angeblich verbreiteten Lehrmeinungen, ohne aber zumeist deren Autoren oder die Stelle, wo sie vorgetragen wurden, zu bezeichnen. Auch berührt die Selbstsicherheit, mit der der Verfasser seine Ansichten vorträgt, für die es schier in der Natur keine Fragezeichen und ungelösten Probleme mehr gibt, nicht immer wohltuend.

Auf Einzelheiten einzugehen ist hier nicht genügend Raum vorhanden. Die folgenden Kapitelüberschriften geben eine Übersicht der behandelten Fragen: I. Definition und Einteilung. II. Die Erstarrungskruste und die krystallinischen Schiefer. III. Der Vulkanismus und die Bildung der Eruptivgesteine. IV. Die Zusammensetzung der Eruptivgesteine. V. Die Verwitterung der Gesteine. VI. Die Beschaffenheit der Sedimente. VII. Kontaktmetamorphismus. VIII. Postvulkanische Prozesse. Gesteinszersetzung. IX. Regionaler Metamorphismus. X. Struktur und Absonderung.

Im allgemeinen schreibt der Verfasser den vulkanischen Prozessen einen weitreichenden Einfluß auf die Gesteinsentwicklung zu, wogegen er dynamometamorphen Einwirkungen nur eine bescheidene Wirksamkeit zuerkennt.

Petrographie (Gesteinskunde), von Dr. W. Bruhns, a. o. Prof. a. d. Universität Straßburg. 16°. 176 Seiten. 15 Abbildungen. Sammlung Göschen. Leipzig 1903.

Dieser kleine Band gibt eine recht gute knappe Darstellung der Gesteinslehre, angepaßt an die Bedürfnisse eines Lesers, der zwar etwas allgemeine naturwissenschaftliche Bildung mitbringt und sich über Methode und Ergebnisse dieses Wissenszweiges eine ungefähre Vorstellung erwerben will ohne die Absicht tieferen Eindringens. Diesem Bedürfnis, das unleugbar vorhanden ist, wird das Büchlein vollkommen entsprechen.

Petrographisches Praktikum, von Dr. Reinhold Reinisch. Zweiter Teil: Gesteine. Mit 22 Textfiguren. IV u. 180 Seiten. Großoktav. — Berlin, Gebrüder Borntråger, 1904.

Der Verfasser sagt im Vorwort, sein Buch solle kein Lehrbuch der Petrographie sein. Es ist aber eigentlich doch ein ganz guter Abriß der speziellen Petrographie geworden, der sich nur durch den Mangel eines allgemeinen Teils von anderen ähnlichen Publikationen unterscheidet. Der Verfasser bespricht unter vorwaltender Betonung der mikroskopischen Verhältnisse und in enger Anlehnung an das große Hauptwerk von Zirkel die einzelnen Gesteinsgruppen, u. zw.: I. Eruptivgesteine, II. Sedimente. III. Krystalline Schiefer. Im Anschluß an die einzelnen beschreibenden Kapitel werden dann auch die theoretischen Gesichtspunkte der Systematik und Bildungsweise besprochen, wobei der Verfasser den Versuch macht, den von verschiedenen Autoren hervorgehobenen Gesichtspunkten in gewissenhaften Referaten gerecht zu werden, ohne seine eigenen Anschauungen in den Vordergrund zu rücken. Die Ausstattung des Buches muß rühmend hervorgehoben werden.

Tabellen zur Bestimmung der Mineralien mittelst äußerer Kennzeichen, von Albin Weisbach. Sechste Auflage, durchgesehen u. ergänzt von Dr. Friedrich Kolbeck, Professor der Mineralogie u. Lötrohrprobierkunde an der Kön. sächs. Bergakademie zu Freiberg. Leipzig, Verlag von Artur Felix, 1903.

Die Vorzüge dieser Tabellen sind bekannt. Die notwendig gewordene neue Auflage wurde von dem Nachfolger des Verfassers besorgt und nur wenig geändert. Wenige Mineralarten wurden neu aufgenommen, dagegen die natürlichen Gläser als nicht zu den Mineralien gehörig gestrichen. In den Tabellen sind die Spezies gleicher Härte nach den Klassen der „Synopsis Mineralogica“ des verstorbenen Verfassers angeordnet

Anleitung zur Lötrohranalyse. Von K. A. Redlich, 2. Auflage. 16°, 32 Seiten. Ludwig Nüssler, k. k. bergakad. Buchhandlung, Leoben 1903.

Das kleine Werkchen enthält eine kurze und präzise Darstellung der an der Leobner Bergakademie üblichen Methoden der Lötrohr-Analyse. Viele davon sind identisch mit denen der bekannten größeren Werke dieser Art (Hirschwald, Plattner usw.), doch sind auch manche neue und originelle Methoden angegeben, namentlich solche zur Erkennung mehrerer Stoffe nebeneinander, die für den praktischen Probierer von Bedeutung sind. Dem Verfasser stand hierbei die reiche Erfahrung des Herrn Oberingenieurs Moser in Vordernberg zur Seite.

Der Umstand, daß in kurzer Zeit von diesen Tabellen die Herstellung einer zweiten Auflage erforderlich wurde, spricht für ihre Brauchbarkeit.

Katechismus der Mineralogie. Von Dr. E. Hussak. Sechste, vermehrte und verbesserte Auflage. Mit 233 Abbildungen. XI u. 245 Seiten, 16°. Leipzig, J. J. Weber.

Dieser für weitere Leserkreise berechnete Katechismus, der sich, wie die einander rasch folgenden Auflagen beweisen, großer Beliebtheit erfreut, ist in der vorliegenden Auflage durch die Aufnahme der 32 Symmetrieklassen der Krystalle erweitert worden. Im speziellen Teile werden manche Ergänzungen durch Aufnahme neu entdeckter Minerale vorgenommen.

Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. Von Johann Philipp Becher. Mit 4 Karten. Zweite Auflage (die erste erschien 1789). Oktav, 326 Seiten. — Dillenburg, C. Seels Nachfolger (M. Weidenbach).

Obwohl diese Publikation mit dem Fortschritt der Mineralogie und Petrographie nicht viel zu schaffen hat, sei doch auf das Erscheinen dieses Neudrucks hingewiesen, welcher den erwachenden historischen Sinn bekundet, mit dem die jetzige Generation die Beobachtungen, Anschauungen und Darstellungen der Vorfahren zu verfolgen beginnt. Es ist ein wackerer Bergmann von altem Schrot und Korn, der in einem der wichtigsten Berggebiete Deutschlands gelebt und gestrebt hat, zu dessen 150jähriger Gedächtnisfeier dieser Band erschienen ist. Ein kurzer Lebensabriß, zusammengestellt von C. Dönges, ist dem Bande beigegeben.

Das Mineralreich. Von Dr. Reinhard Brauns, ord. Prof. an der Universität Gießen. Mit vielen Textillustrationen, 73 Farbentafeln, 14 Lichtdrucktafeln und 4 Kunstdrucktafeln. — Stuttgart, Fritz Lehmanns Verlag, 1903.

Das Buch ist für die Freunde der Mineralogie geschrieben und dazu bestimmt, ihr Freunde zu gewinnen. Dieser erste Satz aus dem Vorwort bestimmt den Gesichtspunkt, von dem aus das prächtig ausgestattete Werk beurteilt werden muß. Die Hauptsache daran sind die Tafeln. Wer die unendlichen Schwierigkeiten kennt, die sich der farbigen Wiedergabe der Minerale entgegenstellen, wird anerkennen, daß vorzügliches geleistet wurde in allen Fällen, wo durch den Farbendruck überhaupt die Darstellung der Eigenart eines Minerales möglich ist. Es liegt in der Natur der Sache, daß dies nicht in allen Fällen möglich ist. Wer könnte durch ein Bild in der Ebene den Eindruck des Diamantglanzes wiedergeben, der sich eben nur bei der Bewegung des Stückes kundgibt? Wer vermöchte durch ein ebenes Bild die verschwindenden und wiederkehrenden inneren Reflexe von Blätterdurchgängen, den Schiller des Sonnensteins, den Krystalldamast einer feingeätzten Krystallfläche usw. nachzuahmen? Leider sind gerade derartige Erscheinungen die wesentlichsten bei dem sinnlich schönen Eindruck, den Mineralstufen hervorbringen, und die bildliche Darstellung von Mineralen muß notwendigerweise weit hinter der Vollkommenheit zurückbleiben, welche die Illustrationstechnik bei tierischen, pflanzlichen Naturobjekten oder bei den landschaftlichen Naturaufnahmen erreicht hat.

So sind denn viele von den Tafeln sehr erfreulich ausgefallen, andere Bilder lassen den, der das dargestellte Ding kennt, eben nur die Unüberwindlichkeit der angeführten Schwierigkeiten bedauern.

Einen sehr guten Eindruck macht der Text in den bis jetzt vorliegenden 14 Lieferungen.

Das Werk ist in 30 Lieferungen vollständig; das rasche Erscheinen der bisherigen Hefte läßt eine baldige Vollendung voraussehen.

Richtigstellung.

Herr Prof. Becke hatte die Güte, den Verfasser auf einen störenden Fehler in seiner Arbeit: „Optische Orientierung von Feldspaten der Oligoklasgruppe“ (Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd. XXII, Heft 2) aufmerksam zu machen. Dort heißt es S. 187, daß die angenäherte Formel $\gamma - \alpha = (\gamma' - \alpha') \, . \, \sin PA \, . \, \sin PB$ zur Anwendung kam, was in

$$\gamma' - \alpha' = (\gamma - \alpha) \, . \, \sin PA \, . \, \sin PB$$

geändert werden muß.

Diese schwerwiegende Verwechslung kam leider auch bei der Berechnung des $\gamma - \alpha$ vom Bakersviller Oligoklas vor und führte damals trotz einer Reihe sorgfältigster Beobachtungen zu sehr unzulänglichen Resultaten, wie man sich in der Zusammenstellung S. 188 überzeugen kann. Die anderen Feldspate waren mit der richtigen Formel umgerechnet worden.

Nichtsdestoweniger fand es der Verfasser für angezeigt, die Messungen der Doppelbrechung mit dem Babinetschen Kompensator zu wiederholen.

Um die Dickenbestimmung möglichst genau ausführen zu können, wurde ein Immersionsobjektiv verwendet; die Beobachtung im Babinet erfolgte selbstverständlich im Na-Licht.

Um die Brauchbarkeit der Messungen kontrollieren zu können, wurde nach Fletcher (Optische Indicatrix) die für die 001 Fläche, auf welcher die Messungen vorgenommen wurden, nach der Achsenlage voraussichtliche Größe $\gamma' - \alpha'$ berechnet, und zwar nach der ungekürzten Formel:

$$\frac{1}{\alpha_1^2} - \frac{1}{\gamma_1^2} = \left(\frac{1}{\alpha^2} - \frac{1}{\gamma^2}\right) . \sin PA \, . \, \sin PB.$$

Nach entsprechender Umwertung erhält man die Gleichungen:

$$\frac{1}{\alpha_1{}^2} = \frac{1}{\alpha^2} \cdot \cos^2 \frac{PA - PB}{2} + \frac{1}{\gamma^2} \cdot \sin^2 \frac{PA - PB}{2}$$

$$\frac{1}{\gamma_1{}^2} = \frac{1}{\alpha^2} \cdot \cos^2 \frac{PA + PB}{2} + \frac{1}{\gamma^2} \cdot \sin^2 \frac{PA + PB}{2}$$

Da ja nach der Bestimmung der Brechungsexponenten α und γ bekannt waren, ließ sich also $\gamma' - \alpha'$ danach berechnen.

Im folgenden sind die Werte tabellarisch angeordnet.

	$\gamma - \alpha$ aus den Brechungs-exponenten	$\gamma' - \alpha'$ auf P (001) berechnet	$\gamma' - \alpha'$ mit Babinet beobachtet	$\gamma - \alpha$ nach der Näherungs-formel aus $\gamma' - \alpha'$ auf 001 berechnet
Bamle 14% An .	0·0087	0·0082	0·0084	0·0088
Bakersville 22% An . .	0·0075	0·0074	0·0075	0·0076
Tvedestrand 25% An . .	0·0073	0·0071	0·0073	0·0075

Es kann demnach die Behauptung aufrecht bleiben, daß die Bestimmung von $\gamma - \alpha$ mit Hilfe des Babinet regelmäßig zu etwas größeren Werten führt als die aus den Brechungsexponenten direkt gewonnenen.

H. Tertsch.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

J. Morozewicz. Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 2, pag. 113—152. Taf. II—IV; G. 80, 82, 87; db. 17. Augit, Granat, Epidot.

Die Eisenerzlagerstätten des Magnet-ges im südlichen Ural und ihre Genesis.

Popoff Boris. Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 2, pag. 153—179, Taf. V—VI. — G. 11, 16.

Jüptner H. v. Neuere Ergebnisse der metallurgischen Forschung. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 2, pag. 180—214. — G. 10, 80.

C. Doelter. Axinit vom Monzoni. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 2, pag. 217. — G. 17. dk.

F. Cornu. Pseudomorphose von Dolomit nach Aragonit. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 2, pag. 217. — G. 15, 60. dk.

F. Cornu. Apophyllit von Salesl a. E., pag. 219, 60. dk.

VII. Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis.

Von J. Morozewicz.

(Mit Tafeln II—IV und 4 Textfiguren.)

Vorliegende Arbeit ist dem Andenken Gustav Bischofs gewidmet.

Der Magnetberg (russ. Magnitnaja Gora) liegt am östlichen Abhange des südlichen Urals am linken Ufer des Flusses Ural gegenüber dem am rechten Ufer in einer Entfernung von 7 *km* belegenen Kosakendorfe (russ. Staniza) Magnitnaja. Etwa 70 *km* nördlicher erhebt sich am nämlichen Flusse die Kreisstadt Werchne-Uralsk und noch weiter nach Norden in einem Abstande von zirka 257 *km* Mias, die nächste Station der Ural-Eisenbahn.

Die Gegend stellt ein bergiges Terrain dar, das mit niedrigen, größtenteils flachen Felshügeln besetzt ist, deren Höhe selten 426 *m* über dem Meeresspiegel (75 *m* über dem Niveau des Ural) übersteigt. Diese Anhöhen stehen entweder vereinzelt da oder sie verbinden sich zu kurzen Ketten und dann ist ihre Höhe meist größer als 430 *m*. Dazwischen liegende weite flache Täler verleihen der Landschaft bisweilen einen steppenartigen Charakter. Es ist der klar ausgesprochene Typus eines sogenannten erlöschenden Gebirges, das stark abradiert und eingeebnet ist. Wir haben es hier mit den Ausläufern der gewaltigen Riesen des Süd-Urals zu tun, die sich bei klarem Wetter am westlichen Horizonte abzeichnen, des Kryk-ty, des Ural-tau, des Kraka-tau u. a. Nach Osten zu geht das Gelände allmählich in die richtige ebene Steppe über. Als höchsten Punkt haben wir den Magnetberg zu betrachten, der sich etwas mehr als 614 *m* über dem Meeresspiegel erhebt. Zusammen mit seiner nordöstlichen Ver-

längerung, dem sogenannten Kuibas, bildet er eine selbständige kleine Kette von Felsbergen, die etwa 17 *km* lang und gegen 4 *km* breit ist und zugleich als Wasserscheide zwischen den Bächen Baschik und Karagaily (Suchaja) dient. Das sind kleine, wasserarme, im Sommer gewöhnlich austrocknende Bäche, die sich von links in einem Abstande von zirka 19 *km* voneinander in den Ural ergießen. Der Karagaily (Suchaja) im Osten, der Ural im Süden und Südwesten, der Baschik in Westen, der Scherschawyi und Malissai (die sich in den Ural ergießen) und der See Lebjashje (bei der Ansiedlung Bobarykinskij) im Norden bilden die natürlichen Grenzen der besprochenen Bergkette, die auch orographisch klar ausgeprägt sind, indem sich am linken Ufer des Baches Karagaily und des Ural vorwiegend aus Keratophyren und trachytähnlichen Orthophyren zusammengesetzte Züge von Anhöhen hinziehen, die das Massiv des Magnetberges von Osten, Südosten und Süden umfassen.

Was den Magnetberg selbst betrifft, müssen wir uns zum besseren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen einige topographische Details vor Augen halten. Im Relief des besprochenen Berges treten vier Hauptteile hervor: 1. der südliche, höchste Teil (mit dem höchsten Punkte von 614·7 *m*) unter dem Namen Atätsch oder Majätschnaja Gora (Signalberg) bekannt, ein schmaler, scharfer Kamm voń mehr als 1 *km* Länge, an dessen Westabhange in irregulären Gruben Erz abgebaut wird; 2. das nördliche Hauptmassiv mit einem kleinen Plateau auf dem Gipfel (höchster Punkt 554·4 *m*) — der sogenannte Birkenberg (Berésowaja Gora); 3. der östliche Teil — Dälnaja Gora (höchster Punkt 531 *m*), wo eine von den Belorezki-Werken in Gestalt regelrechter Stufen ausgebeutete Erzgrube liegt; 4. der südliche kleinste Teil, dessen Südabhang gleichfalls in irregulärer Weise exploitiert wird, bekannt unter der Benennung Mälaja Gora (Kleiner Berg) und Usjänka (höchster Punkt 514·4 *m*). Diese vier Teile bilden gleichsam ein schräges, unsymmetrisches Kreuz mit vier Armen (der nördliche — die Berésowaja Gora, der östliche — die Dälnaja Gora, der südliche — der Atätsch und der westliche — die Usjänka). Vgl. die beigegebene geologische Karte auf Taf. II.

Manche von diesen vier Hauptarmen senden noch sekundäre Ausläufer aus. So geht vom Südende des Atätsch ein östlicher Ausläufer mit einem höchsten Punkte von 518·9 *m* aus, und an die Usjänka schließt sich im Südwesten ein kleiner Erzhügel an, der

unter dem Namen Jeshewka bekannt ist, während die Berésowaja Gora sechs sekundäre Ausläufer besitzt, einen westlichen, einen nordwestlichen, einen nördlichen, zwei nordöstliche und einen östlichen.

Im ganzen bedeckt der Magnetberg mit all seinen Verzweigungen und Ausläufern einen Flächenraum von etwa 26 km^2. Diese gewaltige Felsmasse erhebt sich um mehr als 213 *m* über das Niveau des ihren Fuß im Westen bespülenden Baschik.

Im Südwesten vom Magnetberge steigt eine vereinzelte Anhöhe in Gestalt einer Pyramide auf, die von den Kirgisen Ai-darly oder Darly-kap genannt wird; vom Magnetberge ist sie nur durch eine unbedeutende Einsenkung, einen Zufluß des Baschik, getrennt.

Obschon die mineralischen Reichtümer des Magnetberges bereits seit der Mitte des 18. Jahrhunderts bekannt sind, haben wir doch in Betreff seines geologischen Baues bis auf die jüngste Vergangenheit nur sehr spärliche Kenntnisse besessen. Wir finden den besprochenen Berg in den Werken von E. Hoffmann und G. v. Helmersen (1831) und von H. v. Trautschold (1875) erwähnt und den geologischen Aufbau der ganzen Gegend auf A. Karpinskys „Carte géologique du versant oriental de l'Oural" (1884) angegeben, während eine Schilderung der Lagerungsverhältnisse der Eisenerze vom selben Autor in seinem „Aperçu des richesses minérales de la Russie d'Europe et de l'Oural" (1878) gegeben wird.

Aus den angeführten Arbeiten geht es hervor, daß der Magnetberg innerhalb eines breiten meridionalen Streifens von Porphyren und Felsiten liegt, und daß er im Norden von Graniten und Syeniten, die einen kleinen isolierten Kamm bilden, und im Süden von Porphyriten, Dioriten, Diabasen und trümmerhaften Grünsteinen (Tuffen) umschlossen wird; ferner zieht sich in der Nachbarschaft des Magnetberges im Westen ein ziemlich schmales Band von Diabas- und Dioritgesteinen hin und im Süden und Osten ein eben solches von unterkarbonischen Kalken. Diese beiden Streifen dringen als Keile von Süden her in die Porphyr- und Felsitzone ein. Das Eisenerz lagert inmitten von Porphyren, Syeniten und Graniten einerseits und von Diorit- und Diabasgesteinen andererseits.

Im Sommer des Jahres 1900 hat der Verfasser im Auftrage des Geologischen Komitees zu St. Petersburg eine detaillierte geologische Aufnahme des Magnetberges samt seiner nächsten Umgebung ausgeführt und deren Resultate in einer Schrift unter dem Titel

„Le mont Magnitnaia et ses alentours“ (St. Pétersbourg, 1901, Mém. du Com. Géol., Vol. XVIII, No. 1) niedergelegt.

In vorliegender Arbeit gedenkt der Autor die Aufmerksamkeit des Lesers in erster Linie auf die Lagerungsverhältnisse der Eisenerze zu lenken und seine Ansichten in Betreff ihrer Genesis auszusprechen, die er sich auf Grund seiner Untersuchungen sowohl im Felde als auch im Laboratorium gebildet hat und die hier durch einige neue Daten ergänzt werden.

Da die Erzlagerstätten des Magnetberges im engsten Zusammenhange mit den ihnen zugrunde liegenden und sie umgebenden krystallinischen Gesteinen stehen, so ist es für unsere Hauptaufgabe, die Ermittlung der Genesis der Erze, unerläßlich, uns zunächst mit dem petrographischen Charakter sowohl der eigentlichen erzführenden Gesteine, als auch der sie umgebenden und mit ihren tektonischen Wechselbeziehungen vertraut zu machen.

Demnach zerfällt unsere Untersuchung in drei Teile: 1. die petrographische Charakteristik der erzführenden Gesteine, 2. die Schilderung der Lagerungsverhältnisse der Erze und der erzführenden Gesteine und 3. die Erörterung der Genesis der Erzlager.

I. Das erzführende Gestein und seine Nachbarn.

Hier kommen vor allen Dingen die erzführenden Gesteine und ihre Verwitterungsprodukte in Betracht, während diejenigen, die zu den Erzen nicht in unmittelbaren Beziehungen stehen, doch zu den Bestandteilen des Magnetberges gehören, nur in aller Kürze Erwähnung finden. Ebenso berühren wir auch die Zusammensetzung der nächsten Nachbarschaft des besprochenen Berges nur mit wenigen Worten — der Vollständigkeit halber.

A. Granitmagma.

Augitgranit. Gestein von mittlerem oder feinem Korn und rötlicher Farbe. Außer Orthoklas, Albit und Quarz enthält es noch in unbeträchtlicher Menge gelblichen oder grünlichen Augit ($c\gamma = 40°$), der bei der Zersetzung Eisenoxyde ausscheidet. Die körnige Struktur wird nicht selten durch porphyrische ersetzt: dann bildet Orthoklas, Albit, Oligoklas und Augit idiomorphe Ausscheidungen, die durch die körnige oder mikropegmatische (granophyrische) Grund-

masse zusammengekittet sind. In der Grundmasse sind außer Quarz und Orthoklas noch kleine Krystalle und Körner von Magnetit, Hämatit, Titanit, Apatit, Blättchen von sekundärem Glimmer etc. vorhanden. Verbreitet ist das Gestein auf dem Magnetberge hauptsächlich in einem ganz daraus bestehenden Bergrücken zwischen Usjanka und Atátsch und in den westlichen und nördlichen Ausläufern der Berésowaja Gora ruht es inmitten dioritischer Gesteine oder zwischen Diorit und Granatgestein; es kommt auch an den östlichen Abhängen der Berésowaja Gora vor und an den nordöstlichen der Dálnaja Gora, sowie in der nördlichen Partie der Kuibasberge (Bala-Kuibas).

Amphibolgranit. Die hierher gehörenden Gesteine zeigen einen Übergangscharakter: Meist sind sie nicht sehr reich an Quarz und enthalten viel idiomorphen Plagioklas (Oligoklas), so daß sie dem Diorit ziemlich nahe stehen. Ihr Plagioklas ist weiß, ihr Orthoklas rosa gefärbt, wobei der letztere sehr häufig die Oligoklaskrystalle wie ein Rahmen einfaßt. Die Struktur ist entweder mittelkörnig oder nadelartig: die rosafarbige Grundmasse von Orthoklas und Quarz ist von nadelförmigen Krystallen von Oligoklas und dunkelgrüner Hornblende ($c\gamma = 20^0$) durchwachsen. Diese Gesteine enthalten gewöhnlich viele Magnetitkörner und Apatit- und Titanitkryställchen. Die Hornblende ist zum Teil sekundären Ursprungs und hat sich aus Augit gebildet, während sie ihrerseits wieder sekundären Biotit entstehen läßt. Granite dieses Typus sind am Nordostabhange des Atátsch ausgebildet, wo sie mit Diorit-Porphyriten in Kontakt stehen, und an der Südabdachung der Berésowaja Gora.

Die Augit- und Amphibolgranite bilden gemeinschaftlich mit dem einen Übergangstypus offenbarenden Granit-Diorit das Hauptmassiv der Berésowaja Gora. Zu den Erzlagerstätten stehen sie jedoch nicht in unmittelbarer Beziehung.

Quarzkeratophyr. Das typische Ganggestein des Magnetberges von rötlicher oder hellgelblicher Farbe. Struktur porphyrisch. Die Quarzdihexaeder und Albitkrystalle sind mit bloßem Auge sichtbar. Der Albit bildet komplizierte Zwillinge, die nach dem Typus der polysynthetischen Vierlinge von Roc-tourné in Savoyen gebaut sind. Die Grundmasse ist von zweierlei Art: sphärolithisch und mikrogranitisch, seltener panidiomorphkörnig (im Sinne Rosenbuschs) und dann fehlen dem Gestein porphyrische Ausscheidungen.

In der Grundmasse kommen auch kleine Prismen und Körnchen hellgrünen Augits, gelbliche Glimmerblättchen, Magnetitkörnchen und Hämatitstaub vor. In seltenen Fällen macht sich auch diopsidartiger Augit unter den porphyrischen Einsprenglingen bemerkbar. Die chemische Zusammensetzung dieses interessanten Gesteins geht aus der nachstehend mitgeteilten Analyse nebst danach berechnetem mineralogischen Bestand hervor.

Nr. 1.		Quantitative Zusammensetzung.
SiO_2	76·35	50% Albitsubstanz *(Ab)*
Al_2O_3	13·38	15% Orthoklassubstanz *(Or)*
Fe_2O_3	0·64	30% Quarz
FeO	0·23	5% Augit und freie Eisenoxyde.
CaO	0·51	
MgO	0·23	
K_2O	2·37	Molekularverhältnis $Ab : Or = 4 : 1$.
Na_2O	5·75	
H_2O	0·58	
	100·04	

Spezifisches Gewicht 2·617. (21° C.)

Die hier angeführte Analyse und die berechneten Werte beziehen sich auf einen Quarzkeratophyr, der im Porphyrit am Südostabhange des Atätsch einen Gang bildet und unter dem Mikroskop eine hübsche sphärolithische Struktur erkennen läßt. Gänge des nämlichen Gesteins sind auch am Süd- und Westabhange des Atätsch, sowie am nördlichen Fuße der Usjanka und am südlichen Fuße der Berésowaja Gora anzutreffen und aus ähnlicher Felsart mit feinkörniger panidiomorpher Struktur besteht durchweg der nördliche Gipfel des östlichen Atätschausläufers.

In der Umgegend des Magnetberges begegnen wir auch augitführendem Quarzporphyr und Felsit, einem dichten Gestein von grauer oder schwarzer Farbe, das bisweilen eine fluidale oder eine sehr eigenartige perlitähnliche Textur annimmt (Tschilik-sai).

B. Dioritmagma.

Augitdiorit erscheint als Hauptvertreter dieses Magmas. Gegen eine solche Benennung und den damit verbundenen Begriff

tritt bekanntlich Prof. Zirkel auf. Allein wenn man berücksichtigt, daß das erwähnte Gestein hier einerseits aufs engste mit Augitgraniten, andrerseits mit Augitsyeniten verknüpft ist, und ferner, daß als Augit dieses Gesteines ein dem Diopsid nahestehender Pyroxen auftritt, so scheint es mir am rationellsten, die Kombination eines solchen Augits mit Plagioklas, Orthoklas, bisweilen auch mit Quarz als Augitdiorit zu bezeichnen. Dieses Gestein erweckt unser Interesse in zwei Richtungen: 1. in rein wissenschaftlicher, petrographischer Hinsicht und 2. in praktischer Beziehung, denn, wie wir im Verfolg unsrer Darstellung sehen werden, mit ihm steht hauptsächlich die Lagerung und Entstehung der Erze in engster Verbindung. Deshalb gehe ich auf seine Charakteristik etwas genauer ein.

Die Augitdiorite des Magnetberges sind Gesteine von mittlerem Korn, seltener fein- oder grobkörnig. Die Farbe der mittel- oder grobkörnigen Varietäten ist meist graulich, während die feinkörnigen Diorite stets fast schwarz oder dunkelgrün gefärbt sind. Zuweilen nehmen sie auch porphyrische Struktur an. Schon mit bloßem Auge kann man häufig kurzprismatische Krystalle von hellgrünem Augit und zahlreiche Magnetitkörner unterscheiden. Der Augit ist idiomorph, wenn auch nicht immer. Orthoklas und Quarz fehlen selten gänzlich. Der Plagioklas (Labrador und Andesin) ist stets idiomorpher als der Orthoklas. Der unter dem Mikroskop hellgelblich oder hellgrünlich gefärbte Augit offenbart einen sehr schwachen Pleochroismus. Bei der Zersetzung scheidet er zum Teil freie Eisenoxyde aus, zum Teil geht er in Chlorit und Granat über, worauf wir weiter unten noch ausführlicher zurückkommen werden. Die Feldspate sind sehr oft in eine weiße undurchsichtige Masse umgewandelt, wodurch ihre ursprüngliche Natur verschleiert wird. Magnetit ist stets in Menge vorhanden. Mit Quarz und Orthoklas angereichert geht der Augitdiorit in Augitgranit über, die feinkörnigen Varietäten nicht selten auch in Augitsyenit, doch sind diese Übergänge geologisch nur schwer zu verfolgen.

Die chemische Zusammensetzung des Augitdiorits geht aus nachstehenden Analysen hervor.

Nr. 2. Analyse eines Gemenges von Feldspat, Augit und Magnetit von mittlerem Korn. Der Augit ist ziemlich frisch, der Feldspat völlig trübe und wenig durchsichtig, der Magnetit von einer weißen Leukoxenrinde umhüllt.

Nr. 3. Analyse des aus Nr. 2 mit Hilfe der schweren Flüssigkeiten ausgeschiedenen Augits.

Nr. 3*a*. Zusammensetzung, die der aus der Analyse abgeleiteten Formel entspricht.

Nr. 4. Zusammensetzung eines mittelkörnigen Gemenges von Feldspat, Augit und Magnetit. Der Plagioklas (größtenteils Labrador) ist besser erhalten. Vom Südfuße der Berésowaja Gora bei der Kaserne, in der Nachbarschaft ein nestartiges Magnetitlager.

Nr. 5. Zusammensetzung des aus Nr. 4 mit Hilfe des Elektromagneten und schwerer Flüssigkeiten ausgeschiedenen Augits.

Nr. 5*a*. Der berechneten Formel entsprechende Zusammensetzung.

	Nr. 2.	Nr. 3.	Nr. 3*a*.	Nr. 4.	Nr. 5.	Nr. 5*a*.
SiO_2	47·44	51·72	52·6	44·57	49·42	50·1
TiO_2	1·50	—	—	—	—	—
Al_2O_3	12·00	1·00	1·1	13·58	4·77	4·4
Fe_2O_3	6·23	2·14	1·6	12·97	3·95	3·4
FeO	3·65	5·75	5·8	5·43	6·25	6·1
MnO	0·80	0·20	—	0·17	0·20	—
CaO	15·85	23·63	23·8	11·09	17·91	19·0
MgO	5·62	13·77	13·9	5·17	14·41	15·0
K_2O	1·60	Spuren	—	0·97	Spuren	—
Na_2O	3·47	1·13	1·2	3·81	1·90	2·0
H_2O	2·29	0·59	—	1·96	1·51	—
	100·45	99·93	100·0	99·72	100·32	100·0
Spezifisches Gewicht . . . (21° C.)	3·020	3·330	—	3·077	3·198	—

Nr. 3*a*.

$\left\{\begin{array}{l} CaMgSi_2O_6 \\ Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 \end{array}\right\} 95\%$

$\left\{\begin{array}{l} {}^1/_{21}\,Na_2Fe_2SiO_6 \\ {}^1/_{21}\,Na_2Al_2SiO_6 \end{array}\right\} 5\%$

Nr. 5*a*.

$\left\{\begin{array}{l} 4\,CaMgSi_2O_6 \\ {}^1/_2\,FeFeSi_2O_6 \end{array}\right\} 85\%$

$\left\{\begin{array}{l} {}^3/_8\,Mg(Al,Fe)_2SiO_6 \\ {}^3/_8\,Na_2Al_2SiO_6 \end{array}\right\} 15\%$

An dem noch ziemlich frischen Augit Nr. 3 konnte die optische Charakteristik näher bestimmt werden, und zwar ist sie folgende:

$$c\gamma = 44—45°,\ \gamma—\alpha = 0·022,\ 2V\gamma = 60°\ (zirka).[1]$$

[1]) Die Ermittlung von 2 V geschah nach der Methode von Prof. F. Becke. Vgl. diese Mitt., Bd. XIV, pag. 563.

Somit sehen wir, daß der Augit des untersuchten Gesteins der Hauptsache nach **Diopsid** ist, der als isomorphe Beimengung geringe Quantitäten des **Tschermakschen** Silikats[1]) enthält. Da wir seine chemischen Zusammensetzungen kennen, fällt es uns jetzt nicht schwer, die Menge der Mineralien zu berechnen, die Bestandteile der analysierten Augitdioritproben bilden.

Nr. 2.

40% Augit,
8% Erze,
52% Feldsp. u. sekund. Verw.-Prod. (Kaolin, Leukoxen usw.).

Nr. 4.

35% Augit,
15% Erze,
50% Feldspat { 5% Orthoklas *(Or)*, 25% Albit *(Ab)*, 20% Anorthit *(An)*.

$Or : Ab : An = 1 : 10 : 14.$

Vorstehende Ziffern zeigen, daß der mittelkörnige Augitdiorit vom Magnetberge zur einen Hälfte aus Feldspat (vorwiegend Labrador), zur andern Hälfte aus Augit und freien Eisenoxyden (Magnetit im Gemenge mit Martit) besteht, deren Quantum in Nr. 4 15% erreicht.

Der feinkörnige Augitdiorit und seine Verwitterung. Das von den Belorezki-Werken regelrecht exploitierte Bergwerk an der Dálnaja Gora läßt erkennen, daß der feinkörnige Augitdiorit mit den Erzlagerstätten in engstem Zusammenhange steht. Hier bildet er zum Teil die krystallinische Achse, wobei er auf dem Kamm des Berges (in den oberen Stufen des Bergwerkes) noch ziemlich frisch erscheint, während er an den Abhängen (in den mittleren und tieferen Stufen) durch lockere kaolinartige granatführende Massen ersetzt wird, innerhalb deren die Erze ruhen. Da zwischen dem frischen Gestein und den lockeren Massen allmähliche Übergänge vorhanden sind, so liegt die Annahme nahe, daß diese ein Zersetzungsprodukt jener darstellen. Um dies klarzustellen und die Schlußfolgerung zu bekräftigen, ist eine chemische Analyse sowohl des frischen Gesteines als auch der daneben lagernden Verwitterungsprodukte vorgenommen worden.

Das **frische Gestein** erweist sich u. d. M. als ein Gemenge länglicher Plagioklasprismen mit kleinem Auslöschungswinkel, gelb-

[1]) J. **Morozewicz**, Experim. Unters. Tschermaks Min. u. petr. Mitt., Bd. XVIII, pag. 123.

lichgrünen Augits und kleiner, aber überaus zahlreicher Magnetitkörnchen. Als Nebenbestandteile kommen Orthoklas, Apatiteinschlüsse und sekundäre Zersetzungsprodukte hinzu, wie Chlorit, Biotit, Quarz in dünnen Äderchen, Limonitanflüge und Ähnliches. Der Feldspat hat sich besser erhalten als der schon zum Teil faserige und chloritisierte Augit.

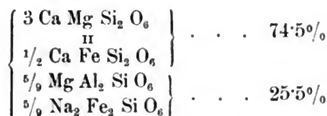
Isolierung des Augits. Zur quantitativen Bestimmung des Mineralbestandes des besprochenen Gesteines stellte sich die Isolierung des Augits als notwendig heraus. Da aber seine feinkörnige Struktur (die Dimensionen der Augitkörnchen betragen zirka 0·5 *mm* × 0·2 *mm*) dazu die Anwendung der hydrostatischen Methode nicht zuließen, so mußten wir unsere Zuflucht zu dem von Lemberg[1]) in Vorschlag gebrachten chemischen Verfahren nehmen. Zu dem Behufe wurde das fein pulverisierte Gestein eine Zeitlang auf dem Wasserbade mit einer starken Ätznatronlösung angewärmt, wonach der Feldspat in zeolithähnliche Verbindungen überging, die sich leicht in verdünnter Salzsäure lösten. Als Rückstand ergab sich dunkelgrünes Augitpulver mit einem geringen Magnetitquantum vermengt, von dem es mit Hilfe von Methylenjodid gereinigt wurde. Zum Schlusse blieb gelblichgrünes Augitpulver übrig, das nur in verschwindender Menge feine Magnetitkörnchen als Einschlüsse enthielt.

Die chemische Analyse dieses Augits förderte folgende Resultate zutage.

	Nr. 6.	Nr. 6 *a*.
SiO_2	47·14	46·57
TiO_2	0·06	—
Al_2O_3	5·24	5·40
Fe_2O_3	7·26	8·45
FeO	6·30	6·07
Mn_2O_3	0·80	—
CaO	16·01	16·57
MgO	13·20	13·66
K_2O	0·55	—
Na_2O	2·67	3·28
H_2O	0·95	—
	100·18	100·00
Spez. Gew.	3·200	

[1]) J. Lemberg, Zur Kenntnis der Bildung und Umbildung von Silikaten. Ztschr. d. d. Geol. Ges., 1883, pag. 560.

Die Ziffern der zweiten Kolumne entsprechen der Formel:



Nr. 6*a*.

$$\left.\begin{array}{l} 3\,CaMgSi_2O_6 \\ \tfrac{1}{2}\,Ca\overset{II}{Fe}Si_2O_6 \end{array}\right\} \ldots\ 74{\cdot}5\% \qquad \left.\begin{array}{l} \tfrac{5}{9}\,MgAl_2SiO_6 \\ \tfrac{5}{9}\,Na_2Fe_2SiO_6 \end{array}\right\} \ldots\ 25{\cdot}5\%$$

Verhältnis $Ca : \overset{II}{Fe} = 1 : 8$ in der zweiten Reihe.

Das ermittelte Molekularverhältnis zeigt, daß der analysierte Augit ein isomorphes Gemenge von 74·5% Diopsidsilikat und 25·5% Tschermaks Silikat darstellt. In optischer Beziehung zeichnet er sich durch einen relativ kleinen Auslöschungswinkel ($c\gamma$ = zirka 40°) und sehr schwachen Pleochroismus aus.

Die Gesteinprobe, der der Augit entnommen war, hat folgende chemische Zusammensetzung:

Nr. 7.

SiO_2	46·97
TiO_2	0·14
Al_2O_3	16·16
Fe_2O_3	10·66
FeO	4·38
Mn_2O_3	0·75
CaO	9·02
MgO	4·56
K_2O	1·26
Na_2O	4·76
H_2O	1·74
	100·40

Spez. Gew. . . . . 2·988.

Mineralzusammensetzung:
Augit 34%
Erze 11% ($Fe_2O_3 + FeO$)
Feldspate 55% { 5% Or, 33% Ab, 17% An }

Or : Ab : An = 1 : 6 : 6
$FeO : Fe_2O_3 = 1 : 1{\cdot}5$

Aus der Zusammensetzung des Augits und der Bauschanalyse des Gesteins ergibt sich ein quantitativer Mineralbestand in runden Zahlen von 34% Augit, 11% Erzen und 55% Feldspaten. Die Molekularproportion der Orthoklassubstanz zur Albit- und Anorthitsubstanz ist gleich 1 : 6 : 6, woraus ersichtlich ist, daß der Plagioklas unseres Gesteines ein Andesin von der Zusammensetzung Ab_2An_1 ist, der ein starkes Übergewicht über den Orthoklas besitzt.

Dies ist die Zusammensetzung verhältnismäßig frischen Gesteines. Um aber auch den Verwitterungsprozeß näher kennen zu lernen, sind noch zwei Gesteinproben untersucht worden, die zwei aufeinanderfolgende Stadien des Zersetzungsvorganges repräsentieren. Die erste von diesen zeigt eine dichte, zusammengebackte Masse von aschgrauer, leicht bläulicher Farbe mit dendritartigen Eisen- und Manganoxydanflügen an der Oberfläche. Die zweite Probe hat das Aussehen einer ziemlich lockeren, kaolinartigen Substanz von gelblichgrauer Farbe, gleichfalls mit Anflug von *Fe* und *Mn*-Oxyden an den Spalten. Beide Varietäten haben indes ungeachtet der Verwitterung den Gesamthabitus des frischen Gesteines bewahrt, sowohl in der unregelmäßig eckigen Absonderungsform als auch in der Struktur. Sie haben nur die ursprüngliche schwarze Farbe eingebüßt, sind gewissermaßen ausgeblichen und leichter geworden, zumal die zweite Probe.

Unter dem Mikroskop treten uns sehr interessante Bilder vor Augen. Vor allen Dingen bemerken wir das nahezu völlige Verschwinden des Magnetits, an dessen Stelle nur hier und da gelbliche Limonitflecken zurückgeblieben sind. Ferner hat sich der Augit zum größten Teil in eine wenig durchsichtige, mit Limonit imprägnierte Chloritmasse verwandelt, von der sich durch ihre Durchsichtigkeit und ihr hohes Lichtbrechungsvermögen isotrope Granatmikrolithe, zuweilen mit deutlich dodekaedrischem Umrisse abheben. In der ersten Probe sind solche Mikrolithe recht zahlreich vorhanden, in der zweiten bedeutend weniger. Der Feldspat hat in der ersten Varietät noch an vielen Stellen seine Durchsichtigkeit beibehalten, während er in der zweiten schon stark getrübt ist, ohne indes seine früheren Umrisse zu verlieren. Der Augit der zweiten Varietät ist bereits endgültig in ein faseriges Chloritaggregat umgewandelt. Überhaupt läßt es sich konstatieren, daß der Augit hier schneller der Zersetzung verfallen ist als der Feldspat. Als seine Verwitterungsprodukte erblicken wir dabei Chlorit und Granat, und zwar den letzteren in feinen Körnchen und Mikrolithen, die nur mit Hilfe kräftiger Linsensysteme, wie etwa Hartnack Nr. 7, erkennbar sind.

Demnach gelangt auf Grund der mikroskopischen Beobachtungen der Verwitterungsprozeß des besprochenen Gesteines mineralogisch 1. im Verschwinden des Magnetits, 2. in der Umwandlung

des Augits in Chlorit und Granat und 3. in der Kaolinisation des Feldspates zum Ausdruck.

Sehen wir nun zu, welche Einwirkung dieser Prozeß auf die chemische Zusammensetzung des Gesteines ausgeübt hat. Unten finden sich die Resultate der Analyse der beiden soeben beschriebenen Varietäten mitgeteilt und zum Vergleiche wiederholen wir auch noch die Analyse des frischen Gesteines.

Nr. 7. Schwarzes frisches Gestein.

Nr. 8. Aschgraue, bläuliche, „ausgeblichene" feste Masse.

Nr. 9. Kaolinartige, halblockere Masse von gelblichgrauer Farbe.

	Nr. 7.	Nr. 8.	Nr. 9.
SiO_2	46·97	50·42	47·22
TiO_2	0·04	0·07	Spuren
Al_2O_3	16·16	16·72	20·09
Fe_2O_3	10·66	4·32	5·51
FeO	4·38	2·70	2·02
Mn_2O_3	0·75	0·68	0·66
CaO	9·02	13·36	6·93
MgO	4·56	3·77	4·39
K_2O	1·26	1·52	1·52
Na_2O	4·76	4·24	2·56
H_2O	1·47	2·24	8·88
	100·40	100·04	99·78
Spez. Gew. . . .	2·988	2·918	2·604

Zur anschaulichen Vergleichung der durch die Analyse erlangten Ergebnisse ist es zweckmäßig, die erhaltenen Prozentzahlen als Molekularverhältnisse auszudrücken. Die Untersuchung liefert dann folgende Ziffern:

Molekularverhältnis.

	Nr. 7.	Nr. 8.	Nr. 9.
SiO_2	77·8	83·5	78·2
Al_2O_3	15·8	16·4	19·7
Fe_2O_3	6·7	2·7	3·4
FeO	6·1	3·8	2·8
CaO	16·1	23·8	12·4
MgO	11·3	9·3	10·8
K_2O	1·3	1·6	1·6
Na_2O	7·7	6·8	4·1
H_2O	9·7	12·2	49·3

Da der Gehalt an Magnesia offenbar den geringsten Schwankungen unterliegt, so nehmen wir ihn als Einheit an und erhalten, wenn wir das Molekulargewicht der übrigen Oxyde nacheinander durch 11·3, 9·3 und 10·8 dividieren, in runden Zahlen folgende Resultate:

	Nr. 7.	Nr. 8.	Nr. 9.
$Si\,O_2$	6·9	8·9	7·2
$Al_2\,O_3$	1·4	1·7	1·8
$Fe_2\,O_3$	0·6	0·3	0·3
$Fe\,O$	0·5	0·4	0·2
$Ca\,O$	1·4	2·5	1·1
$Mg\,O$	1·0	1·0	1·0
$K_2\,O$	0·1	0·1	0·1
$Na_2\,O$	0·7	0·7	0·3
$H_2\,O$	0·8	1·3	4·5

Wenn wir nun die Ergebnisse der Analyse mit den daraus abgeleiteten Molekularverhältnissen vergleichen, so gelangen wir zu folgenden Schlußfolgerungen:

1. Die Menge der Eisenoxyde nimmt allmählich ab, und zwar vorzugsweise auf Kosten der freien Oxyde, wie aus den mikroskopischen Beobachtungen ersichtlich ist. Von dem ursprünglichen Quantum von freien Eisenoxyden $Fe_2\,O_3$ 8·5% + $Fe\,O$ 2·4% ist in Nr. 7 1·9% $Fe_2\,O_3$ und 0·7% $Fe\,O$ und in Nr. 8 nur 3·1% $Fe_2\,O_3$ übrig geblieben.

2. Infolge des Verschwindens des größten Teiles der freien Eisenoxyde ist der Gehalt an $Si\,O_2$ und $Al_2\,O_3$ gestiegen, namentlich in Nr. 8. Im weiteren Verlaufe der Kaolinisation geht $Si\,O_2$ zum Teil wieder verloren (Nr. 9).

3. Das Quantum von Kalk ist in der granathaltigen Probe Nr. 8 stark gewachsen, hat dagegen in der daran armen Nr. 8 beinahe um $^1/_4$ abgenommen.

4. Der Magnesiagehalt bleibt nahezu unverändert, denn sie ist fast in vollem Umfange in Gestalt von Chlorit gebunden, was besonders bei der kaolinartigen Nr. 9 bemerkbar ist.

5. Das Natriumoxyd wird allmählich ausgelaugt, während das Kaliquantum nahezu konstant bleibt, vielleicht infolgedessen, daß sich hier der Orthoklas schwerer zersetzt als der Plagioklas.

6. Die Hydratisierung des Gesteines bewegt sich in aufsteigender Linie, wobei gleichzeitig in loco keine Absetzung von Karbonaten erfolgt, denn selbst in der halbgelockerten Probe Nr. 9 sind keine Spuren von Kohlensäureanhydrid nachzuweisen.

Hieraus geht es hervor, daß sich die einzelnen Bestandteile des Gesteins bei seiner Verwitterung verschieden verhalten. Man kann sie in dieser Hinsicht in drei Gruppen einteilen: *a)* in Oxyde, deren Quantum absolut oder relativ zunimmt (+), *b)* in Oxyde, deren Menge verloren geht (—), und *c)* in Oxyde, deren Gehalt sich mehr oder weniger auf konstanter Höhe hält (+ —).

(+)	(+ —)	(—)
H_2O	K_2O	Na_2O
Al_2O_3	MgO	CaO
SiO_2	Mn_2O_3 [1]	$Fe_2O_3 + FeO$

Innerhalb der ersten Gruppe zeigt nun der Gehalt an Wasser einen absoluten Zuwachs, d. h. von außen her, während Al_2O_3 und SiO_2 nur relativ zunehmen.

Was den Kalk in der dritten Gruppe betrifft, so verschwindet er nur im Fall verstärkter Kaolinisation. In den Fällen dagegen, wo eine Granatisation erfolgt, bleibt er dem Gestein voll erhalten und kann sogar noch von außen her Zufuhr erhalten (durch Freiwerden bei der Kaolinisation des Plagioklas).

Zieht man alles Vorstehende in Betracht, kann man im Verwitterungsprozesse des Augitdiorits von der Dálnaja Gora drei Stadien unterscheiden.

1. Die erste Phase des Vorganges besteht hauptsächlich im „Ausbleichen" des Gesteines, dem die freien Eisenoxyde entzogen werden. Der Chemismus dieser interessanten, von experimenteller Seite aber noch wenig studierten Erscheinung ist offenbar auf die zersetzende Wirksamkeit des atmosphärischen und des Grundwassers zurückzuführen, dessen Humin- und Ulminsäuren die freien Eisenoxyde leicht lösen, ohne die Silikate zu berühren. Dies ist das früheste Stadium der Verwitterung, denn es neigt sich bereits seinem Ausgange zu, während die übrigen Bestandteile des Gesteines noch mehr oder weniger ihre ursprüngliche Zusammensetzung bewahrt haben (Nr. 8). Das gelöste Eisen setzt sich darauf zum Teil in Spalten

[1]) Aller Wahrscheinlichkeit nach $Mn_2O_3 + MnO$.

und Höhlungen des in der Zersetzung begriffenen Gesteines in Gestalt eines Anfluges ab. Dem größeren Teil davon wird jedoch ein anderes Schicksal zuteil, von dem später die Rede sein wird.

2. Das zweite Verwitterungsstadium kommt in erster Linie in der Chloritisation des Augits und im Auftreten von Granatmikrolithen (aller Wahrscheinlichkeit nach Topazolith) inmitten seiner Fasern zum Ausdrucke. Die Ausscheidung von Granat erfolgt augenscheinlich etwas später als die Entwicklung des Chlorits. Vom chemischen Gesichtspunkte aus vollzieht sich hier vorzugsweise ein Zerfall eines zusammengesetzten Augitmoleküls in das Magnesia-Hydrosilikat des Chlorits und das Calcium-Ferrosilikat des Granats. Somit wird durch den Fortgang der Verwitterung der Umstand erklärt, daß selbst der halbgelockerten kaolinartigen Substanz Nr. 9 nahezu ihr gesamter ursprünglicher Gehalt an Magnesia und sehr viel Kalk erhalten bleibt.

3. Als zeitlich letzte Phase der Verwitterung des Augitdiorits erscheint die Kaolinisation der Feldspate nebst den damit verknüpften sekundären Erscheinungen (Auslaugung des Natrons, des Kalkes etc.). Diese tritt ohne Zweifel später ein, als die Umwandlung des Augits in Chlorit und in Granat, denn in der Probe der Substanz Nr. 8, die schon verhältnismäßig recht viel Chlorit und sekundären Granat enthält, ist der Feldspat zum größten Teile noch frisch.

Der besprochene Verwitterungsprozeß vollzieht sich in seinem vollen Umfange unter alleiniger Beteiligung des atmosphärischen und des Grundwassers, wobei sich innerhalb des ersten Stadiums vorherrschend Alumo- und Ferrosilikate bilden und niederschlagen, während die Entwicklung von Karbonaten an Ort und Stelle nicht bemerkbar ist. Bisweilen kann man an einem und demselben Handstück das Vorhandensein aller drei Zersetzungsprodukte, des Chlorits, des Granats und des Kaolins konstatieren (Nr. 8). Häufiger jedoch überwiegt bald der Granat, bald das Kaolin und der Chlorit. Im Bergwerke Dálnaja Gora wechseln beständig leichte kaolinartige Massen mit schweren ockergelben Zwischenschichten von Granatanhäufungen und mit Erzlagern ab.

Der soeben geschilderte Vorgang, die Verwitterung des Augitdiorits und speziell die Zersetzung des Augits, läßt sich aller Orten beobachten, nicht nur am Magnetberge, sondern auch außerhalb

seines Bereiches. Ein stark verwitterter Diorit vom Kuibas z. B. bot u. d. M. folgenden charakteristischen Anblick dar: unversehrt gebliebene gelbe Augitkörnchen sind von faserigem grünen Chloritmineral umschlossen, das in seiner Struktur jedoch zum Teil noch die Orientierung des Augits bewahrt hat, indem die Faserung des ersten den prismatischen Spaltflächen des zweiten entspricht (vgl. Taf. III, Fig. 1). Inmitten der den Augitkern von allen Seiten einhüllenden Chloritfasern heben sich kleine rundliche vollkommen isotrope blaßgelbe Granatkörnchen ab. Der Feldspat ist nur in Klümpchen, die in undurchsichtige Kaolinsubstanz verwandelt sind, erhalten.

Um zu besserem Verständnis dieses interessanten Vorganges zu gelangen, wurde aus einem noch ziemlich frischen, feinkörnigen grünen Diorit vom Berge Berésowaja Augit und neugebildeter Granat isoliert. Schon mit bloßem Auge konnte man dunkelbraune Granatäderchen unterscheiden, die die Dioritmasse in allen Richtungen durchschnitten. Unter dem Mikroskop war es deutlich erkennbar, daß der Granat sich nicht nur in Rissen abgesetzt hatte, sondern auch ins Innere des Gesteins selbst eingedrungen war, unter Verdrängung des grünlichen, zum Teil schon chloritisierten Augits ($c\gamma = 39^0$), auf dessen Kosten er sich offenbar bildet. An frischeren Partien fehlt der Granat und das Gestein ist aus feinen Augitkörnchen und Plagioklasprismen zusammengesetzt. Obgleich die Isolierung des Granats und des Augits aus diesem Gemenge mit nicht geringen Schwierigkeiten verknüpft war, glückte sie doch endlich nach vieler Mühe.

Unten folgen die Resultate der Analyse des isolierten Augits und Granats.

Nr. 10. Chemische Zusammensetzung des Augits; Nr. 10*a* — der abgeleiteten Formel entsprechende Zusammensetzung.

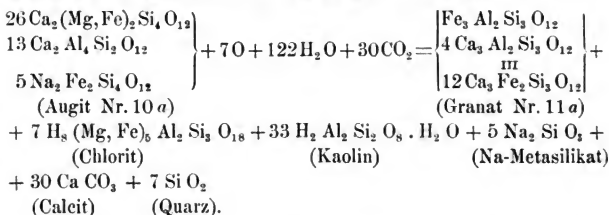
Nr. 11. Zusammensetzung des Granats; Nr. 11*a* — der berechneten Formel entsprechende Werte.

Der Vergleich der Analysen und der Formeln zeigt, daß der Augit beim Übergange in Granat sich mit Eisenoxyd und Kalk anreichert, während die übrigen Oxyde, und zwar ein Teil der Kieselerde, der Thonerde, das Eisenoxydul und sämtliche Magnesia zum Teil bei der Bildung des Chlorits [$H_8 (Mg, Fe)_5 Al_2 Si_3 O_{18}$] und des Kaolins daraufgehen, zum Teil als Quarz und Karbonate ausscheiden können.

	Nr. 10.	Nr. 10 *a*.	Nr. 11.	Nr. 11 *a*.
$Si\,O_2$	44·16	46·4	36·89	36·6
$Al_2\,O_3$	11·72	11·5	6·22	6·2
$Fe_2\,O_3$	4·40	4·1	23·49	22·6
$Fe\,O$	7·25	7·4	2·23	2·6
$Mn\,O$	0·35	—	0·42	—
$Ca\,O$	21·98	22·4	29·97	32·0
$Mg\,O$	5·44	6·6	Spuren	—
$K_2\,O$	0·82	—	—	—
$Na_2\,O$	1·11	1·6	—	—
$H_2\,O$	1·58	—	0·97	—
	98·81	100·0	100·19	100·0
Spez. Gewicht .	3·311	—	3·701	—

Nr. 10 *a*.		Nr. 11 *a*.	
$2^3/_5\ [Ca_2\,(Mg, Fe)_2\,Si_4\,O_{12}]$.	58%	$[\overset{II}{Fe_3}\,Al_2\,Si_3\,O_{12}]$.	1%
$1^3/_{10}\ [Ca_2\,Al_4\,Si_2\,O_{12}]$ . . .	30%	$4\ [Ca_3\,Al_2\,Si_3\,O_{12}]$	22%
$^1/_2\ [Na_2\,Fe_2\,Si_4\,O_{12}]$ . . .	12%	$12\ [Ca_3\,\overset{III}{Fe_2}\,Si_3\,O_{12}]$	72%

In der Tat, wenn bei der Zersetzung des Augits nur atmosphärisches Wasser beteiligt ist, läßt sich leicht eine Gleichung aufstellen, die zeigt, daß sich bei einem Vorgange dieser Art ein gewisses Quantum freier Kieselerde und Karbonate bilden muß.



$$\left.\begin{array}{l} 26\,Ca_2(Mg,Fe)_2Si_4\,O_{12} \\ 13\,Ca_2\,Al_4\,Si_2\,O_{12} \\ 5\,Na_2\,Fe_2\,Si_4\,O_{12} \end{array}\right\} + 7\,O + 122\,H_2O + 30\,CO_2 = \left|\begin{array}{l} \overset{II}{Fe_3}\,Al_2\,Si_3\,O_{12} \\ 4\,Ca_3\,Al_2\,Si_3\,O_{12} \\ 12\,Ca_3\,\overset{III}{Fe_2}\,Si_3\,O_{12} \end{array}\right| +$$

(Augit Nr. 10 *a*) (Granat Nr. 11 *a*)

$$+\ 7\,H_8\,(Mg, Fe)_5\,Al_2\,Si_3\,O_{18} + 33\,H_2\,Al_2\,Si_2\,O_8\,.\,H_2\,O + 5\,Na_2\,Si\,O_3\ +$$

(Chlorit) (Kaolin) (Na-Metasilikat)

$$+\ 30\,Ca\,CO_3\ +\ 7\,Si\,O_2$$

(Calcit) (Quarz).

Durch diesen Gang der Verwitterungsreaktion erklärt sich, wie weiter unten gezeigt werden soll, die beständige Paragenesis des Granats mit Chlorit, Quarz, Calcit und anderen Mineralien.

Der Augit-Diorit ist auf dem Magnetberge und in seiner näheren Umgebung sehr weit verbreitet. Er bildet zum Teil gewissermaßen den Kern des Berges Dálnaja, aus ihm besteht der größte Teil des westlichen, aber nur ein unerheblicher Teil des nordöstlichen Aus-

läufers der Berésowaja Gora. Auch beim östlichen Ausläufer des Atätsch und auf dem Berge Ai-darly bildet er das vorherrschende Gestein. Im allgemeinen besitzt er einen massigen Charakter.

Diorit im engeren Sinne ist wenig verbreitet. Auf dem nordöstlichen Ausläufer der Berésowaja Gora bildet er ein grobkörniges Gemenge von Plagioklas (Labrador) und ihm untergeordnetem Orthoklas, dunkelgrüner faseriger Hornblende ($c\gamma=15^0$) und Magnetit. Dagegen nimmt er am südlichen Fuße des genannten Berges (etwas oberhalb des Bureaugebäudes) feinkörnige oder selbst porphyrartige Struktur an. Bei dieser Varietät ist die Hornblende nadelförmig, gelblichbraun, der Plagioklas bildet längliche prismatische Krystalle von weißer Farbe, der Orthoklas rötliche Körner und es ist viel Titanit und Magnetit vorhanden.

Quarz-Diorit bildet ein körniges Gemenge von idiomorphem Plagioklas (Labrador) und Amphibol, xenomorphem Orthoklas und Quarz; Magnetit und Apatit ist in beträchtlicher Menge vorhanden. Aus diesem Gestein ist der Hauptgipfel des zentralen Kuibas gebildet, der sozusagen das Skelett des ganzen Bergrückens ausmacht, und geht nach der Peripherie hin in Granite und Granit-Porphyre über.

Augit-Labrador-Porphyrit. In frischem Zustande ist das Gestein von sehr hübschem Aussehen: es ist im allgemeinen von dunkelgrauer Farbe und zeichnet sich durch große wohlgebildete halbdurchsichtige Plagioklas- (Labrador-) und schwarze Augitkrystalle aus. Unter dem Mikroskop erscheinen die Labradorkrystalle vollkommen durchsichtig; ihre Kanten sind oft angeschmolzen und die Buchten mit Grundmasse ausgefüllt. Der Augit ist von hellgelber Farbe, $c\gamma=41-42^0$; auch er ist an den Kanten angeschmolzen und von Magnetit und Chlorit umhüllt. Die Grundmasse besteht aus kleinen Prismen von Plagioklas und Orthoklas, sowie auch aus sehr zahlreichen Augit- und Magnetitkörnern, denen sich bisweilen einzelne Quarzkörner beigesellen. Ihre Struktur ist bald trachytisch-fluidal, bald (bei dichteren Varietäten) hyalopilitisch (nach Rosenbusch); in letzterem Falle kann man zwischen den Feldspatprismen eine geringe Menge sie zusammenkittender intersertaler glasiger Basis erkennen. In verwitterten Partien geht der Augit ganz und gar in Chlorit und Magnetit über.

Um über die chemische Zusammensetzung des Porphyrits Aufschluß zu erhalten, wurde mit Hilfe schwerer Flüssigkeiten und des Elektro-

magneten der Augit isoliert, dessen Analyse in Verbindung mit der Zusammensetzung des ganzen Gesteins die Möglichkeit gewährt, die Menge der einzelnen Mineralien zu berechnen, aus denen das Gestein besteht.

Nr. 12. Augit-Labrador-Porphyrit vom Südost-Abhange des Atátsch.

Nr. 13. Der daraus isolierte Augit; Nr. 13*a* die der abgeleiteten Formel entsprechende Zusammensetzung.

	Nr. 12.	Nr. 13.	Nr. 13*a*.
$Si O_2$	55·34	50·65	50·7
$Al_2 O_3$	17·14	2·26	2·6
$Fe_2 O_3$	6·28	2·42	2·4
$Fe O$	3·26	11·20	11·5
$Mn O$	0·52	0·60	—
$Ca O$	7·07	17·87	17·9
$Mg O$	3·09	14·37	14·0
$K_2 O$	3·17	Spuren	—
$Na_2 O$	3·45	0·82	0·9
$H_2 O$	0·92	0·58	—
	100·24	100·77	100·0
Spez. Gewicht . .	2·815	3·196	

Nr. 13*a*.

$\left\{ \begin{array}{l} 2\ Ca\,Mg\,Si_2\,O_6 \\ {}^1/_2\ Fe\,Fe\,Si_2\,O_6 \end{array} \right\}$. 91%

$\left\{ \begin{array}{l} {}^5/_{32}\ Mg\,Al_2\,Si\,O_6 \\ {}^3/_{32}\ Na_2\,Fe_2\,Si\,O_6 \end{array} \right\}$. 9%

Nr. 12.

65% Feldspat $\left\{ \begin{array}{l} 20\%\ Or \\ 28\%\ Ab \\ 17\%\ An \end{array} \right.$

22% Augit,
7% freie Eisenoxyde,
3% Quarz,
3% Verwitterungsprod. (Kaolin, Chlorit etc.).

Or : Ab : An = 7 : 10 : 12.

Aus vorstehenden Zahlenangaben läßt sich der Schluß ziehen, daß der Augit des besprochenen Gesteines reich an Diopsid-Silikat und Eisenoxydul ist und daß als vorherrschender Feldspat der Labrador zu betrachten ist, dessen Molekularquantum das des Orthoklas um das Dreifache übertrifft.

Der Augit-Labrador-Porphyrit bildet zwei große Aufschlüsse auf dem Atátsch, am Nordost- und am Südostabhange, die nahezu

symmetrisch zur Querachse des Bergrückens liegen. Abgesehen davon ist ebensolcher Porphyrit auch am Südostfuße des Berges Ai-darly und am ganzen Westabhange der Anhöhe anzutreffen, die vereinzelt im Westen vom nördlichen Ausläufer der Berésowaja Gora liegt, wo der Baschik eine scharfe Wendung nach Westen macht.

C. Syenit-Trachyt-Magma.

Einige Vertreter dieses Magmas verdienen sowohl in theoretischer als auch in praktischer Hinsicht besondere Beachtung, denn auch sie stehen bisweilen zu der Lagerung und Entstehung der Erze in Beziehung.

Ägirin-Syenit. Das ziegelrot gefärbte Gestein zerfällt in charakteristische fladenförmige Absonderungsstücke, die in parallelen Reihen liegen. Die Struktur ist panidiomorph-körnig mit Übergang ins Porphyrartige. Unter dem Mikroskop kann man unter den Feldspaten Orthoklas, Albit, Oligoklas und Mikroperthit unterscheiden, der bisweilen von Quarz in Gestalt von Mikropegmatit durchwachsen ist. All diese Mineralien bilden regelmäßige Krystalle, wobei die Plagioklase häufig von einer peripheren Orthoklaszone umgeben sind. Ägirin von grünlichgelber Farbe ist nur in geringer Quantität vorhanden: seine nadelförmigen Krystalle zeichnen sich durch fast gerade Auslöschung und optisch negativen Charakter (—) aus. Zwischen den Feldspatprismen sind in unbedeutender Zahl kleine Quarzkörner eingeklemmt. Von akzessorischen Bestandteilen seien noch Apatit, Magnetit und Hämatit genannt, mit dessen Staub alle Feldspate erfüllt sind. Die Verbreitung dieses Gesteines ist nicht gar groß, doch ist daraus der ganze nördliche Ausläufer der Berésowaja Gora und die mittlere Partie des benachbarten, nordöstlichen aufgebaut.

Augit-Orthoklas-Porphyre und feinkörnige Augit-Syenite gehören ebenfalls zu den Gesteinen, in deren Nachbarschaft sich bisweilen Erzlager finden. Nach ihrem geologischen Habitus sind die Augit-Orthoklas-Porphyre nebst ihrer Strukturvarietät, den feinkörnigen oder dichten Augit-Syeniten, Gesteine von vorwiegendem Gangcharakter.

Die Struktur dieser Gesteine ist porphyrartig, doch geht sie oft in eine dichte oder feinkörnige über. Ihre Farbe ist rosa- oder gelblichgrau, häufiger jedoch dunkelgrau oder beinahe schwarz. Sie zeichnen sich durch die Fähigkeit leicht zu verwittern aus, wobei

ihre dunkle Farbe gewissermaßen ausbleicht und hell (aschgrau) wird. Als porphyrische Ausscheidung erscheint mit Vorliebe Orthoklas und nur in seltenen Fällen Augit ($c\gamma = 40^{0}$). Die Grundmasse bilden kleine prismatische Plagioklas- und Orthoklaskrystalle, unter denen viele Körner von gelblichem Augit und Magnetit verstreut sind. An manchen Stellen überwiegt der Plagioklas den Orthoklas und das Gestein geht in Augit-Diorit über. Der Magnetit verschwindet bei der Verwitterung, so daß sich das Gestein aus einer dunkeln in eine asch- oder ockergelbe tonige Masse verwandelt, ohne indes die ursprüngliche Struktur einzubüßen. In der Grundmasse kommen auch kleine Quarzkörnchen vor und der Augit wird bisweilen durch Hornblende ersetzt. Ihre Struktur ist entweder sehr feinkörnig, sozusagen „mikrosyenitisch“, oder trachytisch-fluidal.

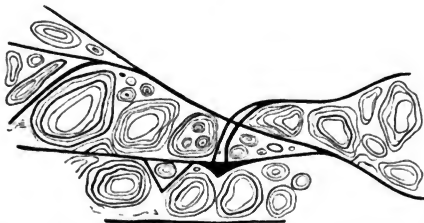
Der Augit der Syenitgesteine scheidet ebenso wie bei den Dioritgesteinen bei der Verwitterung zum Teil freie Oxyde (Magnetit und Limonit) aus, geht jedoch der Hauptsache nach in Chlorit und Granat über. Äderchen von letzterem kann man nicht selten mit bloßem Auge beobachten: sie füllen bei weiter vorgeschrittener Zersetzung die Risse in den Augit-Syenitgesteinen aus.

Die Verbreitung der Gesteine, von denen hier die Rede ist, erweist sich als recht ausgedehnt. Sie schließen sich von Westen an den Berg Dálnaja an, an dessen Süd- und Ostabdachung umfangreiche Lager von Magneteisenerz ruhen. Gänge von Orthoklasporphyren lassen sich auch am Südfuße der Berésowaja Gora und am Nordabhange der Usjánka, oberhalb und unterhalb des Bureaugebäudes beobachten und weiter am nordwestlichen Ausläufer der Berésowaja Gora.

Sillimanit-Cordierit-Vitroorthophyr = Atatschit. Dies sehr eigenartige und interessante Gestein lagert oben auf dem Kamme des Atátsch in seiner ganzen Ausdehnung vom Signal bis zum Südende. Es nimmt somit die höchste Stelle nicht nur auf dem Magnetberge, sondern auch in der ganzen Umgegend ein. Seinem Aussehen nach stellt es eine dunkelgraue oder schwarze, sehr dichte Masse mit muscheligem Bruche dar (der „Aphanit“ der älteren Autoren). An der verwitterten Oberfläche, die gewöhnlich etwas heller ist, kann man eine konzentrische elliptische Zeichnung bemerken, die aus abwechselnden grauen und rötlichen oder braunen Streifen besteht (Fig. 1).

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß diese Zeichnung durch eine ungleichmäßige, zonale Verteilung von Magnetit hervorgerufen wird, der mit Bändern dunkelgrauer Grundmasse abwechselt. Bedient man sich eines sehr kräftigen Linsensystems (etwa Hartnack Nr. 7), so kann man an feinen Dünnschliffen folgende Bestandteile unterscheiden: Orthoklasprismen (Sanidin), gelbliche Augitkörnchen, Glimmerblättchen und ganze Anhäufungen von Magnetit in Gestalt feinsten Staubes und größerer Körner, die etwas Schwefelkies enthalten. Ferner fallen durch ihre relativ hohe Lichtbrechung und ihre scharfen Konturen nadelförmige Kryställchen in die Augen, die sich isolieren lassen, wenn man das gepulverte Gestein mit Fluß- und

Fig. 1.



Die Abbildung ist nach einem oberflächlich verwitterten Stück in 1/3 natürlicher Größe angefertigt.
(Nach einer Zeichnung von A. Karpinsky.)

Schwefelsäure behandelt. Die Nadeln stellen eine Kombination des Prismas (110) mit dem Makropinakoid (100) dar, löschen gerade aus und sind optisch positiv (+), ihre Doppelbrechung ist $(\gamma-\alpha) = 0{\cdot}02$, folglich sind sie nichts anderes als Sillimanit. Weit seltener sind kurzprismatische Krystalle von hexagonalem Umriß mit sehr deutlichem Pleochroismus in hellblauen und grünlichen Tönen. Hinsichtlich ihrer Länge löschen diese offenbar hexagonalen Prismen gerade aus und verhalten sich optisch negativ (—); doch wirken ihre Querschnitte auf polarisiertes Licht und zerfallen in Sektoren. Aus diesen Eigenschaften folgt es, daß wir es hier mit Cordierit zu tun haben.

All die angeführten nadelförmigen Bestandteile verflechten sich bisweilen miteinander zu einem durch ziemlich reichliche Glasbasis verkitteten Filz, so daß im allgemeinen die Struktur des Gesteines

hyalopilitisch ist (nach Rosenbusch). Die Basis selbst entbehrt jeglicher Struktur: sie ist völlig durchsichtig und farblos und zeigt eine sehr schwache Lichtbrechung; auf polarisiertes Licht bleibt sie gewöhnlich ohne Einwirkung.

Neben dem beschriebenen dichten und durchweg gleichartigen Gestein und im Wechsel damit liegt eine ihm ähnliche, gleichfalls dunkle und dichte Masse, die indes an ihrer verwitterten Oberfläche deutliche Breccienstruktur offenbart. Unter dem Mikroskop erblicken wir folgendes Bild: scharfkantige Bruchstücke des soeben beschriebenen „Aphanits“ sind durch sehr reichlichen glasigen Kitt miteinander zementiert, der sich durch deutliche fluidale Struktur auszeichnet, was auf der stromähnlichen Anordnung des Magnetitstaubes beruht. Die der Schmelzung ausgesetzten Stücke haben augenscheinlich einige Veränderungen erduldet: sie sind angeschmolzen, die Orthoklaskrystalle sind in die Länge gezogen und verbogen, wobei die letzteren auf polarisiertes Licht nur sehr schwach einwirken, indem sie in ein Aggregat kleinster durchsichtiger Körnchen oder in skelettartige Gebilde umgewandelt sind. Auch hier ist in der glasigen Basis viel Sillimanit bemerkbar. Nur ausnahmsweise kommen zwischen den „Aphanit“-Fragmenten auch Bruchstücke des nebenbei lagernden Porphyrits oder feinkörnigen Augit-Diorits vor. Wir sehen also, daß das beschriebene klastische Gestein typische „eruptive Reibungsbreccie“ ist.[1]) Solche Breccien entstehen dann, wenn das in der Eruption begriffene Magma seine eigene oberflächlich schon erkaltete Rinde durchbricht und dann die dadurch zustande gebrachten Bruchstücke wieder zusammenkittet. Es liegt auf der Hand, das dahinein auch Fragmente anderer damit im Kontakt stehender Gesteine verwickelt werden können.

Zum Beweise dessen, daß der „Aphanit“ und die „Breccie“ in chemischer Beziehung im Grunde genommen ein und dasselbe Magma sind, folgen hier die Analysen beider.

Nr. 14. Zusammensetzung des „Aphanits“, der auf dem höchsten Punkte des Atátsch beim Signal liegt.

Nr. 15. Zusammensetzung der „Breccie“, die der Mitte des Bergrückens entnommen ist, wo sich eine unbedeutende Einsattlung bemerkbar macht.

---

[1]) Zirkel, Lehrb. d. Petrogr., III, 648 u. 653.

	Nr. 14.	Nr. 15.
$Si O_2$	52·35	50·28
$Al_2 O_3$	19·34	19·58
$Fe_2 O_3$	8·39	10·60
$Fe O$	2·57	3·63
$Mn O$	0·13	—
$Ca O$	2·12	1·16
$Mg O$	1·26	1·11
$K_2 O$	7·72	9·15
$Na_2 O$	3·07	1·30
S	0·20	0·35
$H_2 O$	1·76	1·97
Ungelöster Rückstand[1]	0·33	0·33
	99·24	99·21
Spezifisches Gewicht	2·764	2·815

$(K_2 O + Na_2 O) : Al_2 O_3 : Si O_2 = 1 : 1·4 : 6·6$ . . . Nr. 14

$= 1 : 1·6 : 7·1$ . . . Nr. 15

Nr. 14.	Nr. 15.
70% Feldspat { 45% Or, 25% Ab }	65% Feldspat { 54% Or, 11% Ab }
10% freie Fe-Oxyde und $Fe S_2$,	13% freie Fe-Oxyde und $Fe S_2$,
6% Sillimanit und Cordierit,	8% Sillimanit,
14% Augit, Glimmer, Chlorit usw.	14% Augit, Glimmer, Chlorit usw.
Ab : Or = 5 : 8.	Ab : Or = 1 : 5.

Aus vorstehenden Analysen und Berechnungen ist es ersichtlich, daß der „Aphanit" und die „Breccie" ein Magma ein und desselben Typus darstellen, ein Magma, das sehr reich an Alkalien und Sesquioxyden ist. Die Eisenoxyde sind beinahe gänzlich in freiem Zustande ausgefallen. Was die Tonerde betrifft, so zeigen die angeführten Molekularverhältnisse, daß sie in größerem Quantum vorhanden ist, als zur vollständigen Sättigung des Alumosilikats $\overset{I}{R}_2 Al_2 Si_6 O_{16}$ erforderlich wäre. Aus solch einem mit Tonerde übersättigten und

[1]) Der in H F und $H_2 SO_4$ ungelöst gebliebene Rückstand besteht ganz und gar aus Sillimanitnadeln. Natürlich ist das nur ein geringer Bruchteil der Gesamtmenge dieses Minerals, denn es löst sich bekanntlich langsam in den genannten Säuren.

gleichzeitig einen gewissen Überschuß an Kieselerde (über 6 Moleküle auf 1 Molekül Alkalien) enthaltenden Magma muß sich, wie es auf experimentellem Wege nachgewiesen ist [1]), hauptsächlich Sillimanit und Cordierit herauskrystallisieren (wenn Magnesia vorhanden ist). Somit erblicken wir im „Aphanit" einen eigenartigen Typus mit Tonerde übersättigten Syenit-Magmas. [2]) Dieses Gestein steht dem sogenannten Kali-Keratophyr [3]) am nächsten, einem seltenen Vertreter der Familie der Orthophyre, die jedoch weder Sillimanit noch Cordierit enthalten. Auf Grund alles dessen, sowie im Hinblick darauf, daß das besprochene Gestein durch das Fehlen von porphyrischen Ausscheidungen und durch seine Struktur (vitrophyrisch, aber dicht) eine ziemlich selbständige Stellung inmitten der Orthophyre einnimmt, und ferner in Anbetracht des praktischen Interesses, das es durch seine Lagerung im Kontakt mit Erzfundorten erweckt, halte ich es für geboten, ihm den besonderen Namen Atatschit (nach seinem Hauptfundorte, dem Berge Atátsch) oder Sillimanit und Cordierit führenden Vitro-Orthophyr beizulegen.

Der Atatschit ist also ein subaëraler Erguß von Syenit-Trachyt-Magma begleitet von echten eruptiven Reibungsbreccien. Chemisch wird das Gestein durch die Übersättigung mit Oxyden vom Typus $R_2 O_3$ und morphologisch durch seine hyalopilitische (vitrophyrische) Struktur ohne Einsprenglinge charakterisiert. Im Überschuß an Kali ist offenbar die Ursache für seine unvollkommene Krystallisation zu suchen. Andrerseits zieht die Anwesenheit der glasigen Basis die leichte Hydratisation und Verwitterung des Gesteines nach sich, das dabei zum Teil in Granatsubstanz, der Hauptsache nach jedoch in eine grauliche kaolinartige Masse übergeht, ohne dabei seine Struktur einzubüßen. In frischem Zustande ist es sehr hart und läßt sich nur schwer zerreiben und schleifen und darauf ist auch zum Teil der Umstand zurückzuführen, daß es ungeachtet seiner geringen Mächtigkeit die höchste Lage auf dem ganzen Berge einnimmt.

Zum Syenit-Trachyt-Magma gehören auch Gesteine, die außerhalb des Magnetberges sehr verbreitet sind — der Keratophyr und der trachytoide Orthophyr. Das erste von ihnen besteht vor-

---

[1]) J. Morozewicz, Experim. Unters. über die Mineralbildung im Magma. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XVIII, 1888, pag. 72.

[2]) Ebenda, pag. 222.

[3]) Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl., pag. 287.

wiegend aus Anorthoklas, Albit, Augit, Quarz und reichlichem Hämatit, der sowohl die Einsprenglinge als auch die Grundmasse durchdringt. Das Gestein bildet eine lange Reihe von Erhöhungen, die sich östlich vom Magnetberge längs dem Flusse Karagaily hinzieht, und ist dadurch interessant, daß es nicht selten fremde Einschlüsse von Augit-Diorit und Granit eingeschmolzen enthält.

Trachytoider Orthophyr ist das verbreitetste Gestein in der Umgegend des Magnetberges. Aus ihm sind die Anhöhen zusammengesetzt, die das linke Ufer des Ural in einer Ausdehnung von über 10 *km* im Südosten, Süden und Südwesten vom Magnetberge besäumen. Das Gestein ist von grauer oder rosenrötlicher Farbe mit Ausscheidungen von meist rötlichen, sehr schön ausgebildeten Orthoklaskrystallen. In die trachytische Struktur besitzende Grundmasse sind bisweilen grüne Augitnadeln und reichlicher Hämatitstaub eingebettet. Die Absonderungsformen sind sehr charakteristisch: die Gesteinmasse zerfällt in polygonale Säulen, die aus horizontalen Tafeln bestehen. Diese sind zuweilen sehr dünn, so daß der Orthophyr ein dem Schiefer ähnelndes Aussehen erhält.

D. Diabas-Magma.

Zum Diabas-Magma gehören Gesteine von dunkelgrauer oder schwarzer Farbe und von körniger oder porphyrischer Struktur. Geologisch sind sie innig mit den Keratophyren und Orthophyren verknüpft, inmitten deren sie in Gestalt vereinzelter kleiner Inseln lagern. Als Vertreter dieses Magmas erscheinen Olivin-Diabas, Diabas-Porphyrit und Melaphyr mit all den ihnen zukommenden Eigentümlichkeiten. Da diese Gesteine aber relativ wenig verbreitet sind und außerhalb der Grenzen des Magnetberges liegen, wollen wir uns bei ihnen nicht länger aufhalten.

Um mit der Charakteristik der Eruptivgesteine zum Abschlusse zu gelangen, muß ich noch mit wenigen Worten die breccienähnlichen Gesteine berühren, die in Gesellschaft jener auftreten. Es sind das Gebilde von zweierlei Art: monogene und polygene. Zu den ersten gehören die eruptiven Reibungsbreccien, die aus durch Grundmasse zusammengekitteten Bruchstücken ein und desselben Gesteines bestehen. Eine solche Breccie haben wir bei der Beschreibung des Atatschit vor uns gehabt. Ein weiteres Beispiel dafür ist das Brecciengestein des Quarzkeratophyrs, dessen Fragmente

durch mikrofluidale Grundmasse verkittet sind, aus der sich stellenweise Albitkrystalle und Sphärolithe ausgesondert haben. Eine Breccie dieser Art findet sich z. B. westlich von der Usjánka, am linken Ufer des Baschik.

Die polygenen breccienähnlichen Gebilde bestehen aus Fragmenten mehrerer benachbarter Gesteine, und zwar von Keratophyr, Orthophyr, Porphyrit, feinkörnigem Augit-Diorit u. dgl., offenbar alten Tuffen. Sie sind meist von grünlicher Farbe und fleckig und lagern neben der soeben genannten Quarzkeratophyrbreccie, sowie auch am Nordwestabhange des Ai-darly und an anderen Orten, doch ist ihre Verbreitung unbeträchtlich.

E. Krystallinische Gesteine sekundären Ursprungs.

Hierher rechne ich den Granatfels und die mit ihm aufs engste verknüpften Lager von Magneteisenerz und Martit. Von den genetischen Beziehungen dieser Gesteine untereinander sowohl als auch zu ihren Nachbarn, den Augit-Dioriten und anderen, wird weiter unten ausführlicher die Rede sein, während hier nur ihre chemisch-petrographische Charakteristik Platz findet.

Granatfels. Nach dem Lagerungscharakter tritt der Granat auf dem Magnetberge in dreierlei Gestalt auf: *a)* als massiver Granat (oder Granatfels schlechthin), *b)* als Ganggranat und *c)* als konkretionärer oder Krustengranat. Im folgenden finden sich alle drei Varietäten analysiert.

a) Granatfels schlechthin bildet eine dichte oder mittelkörnige krystallinische Masse von wachsgelber Farbe, bisweilen mit grünlicher Nuancierung. In Poren und Hohlräumen des Gesteins kann man immer regulär gestaltete Granatkrystalle bemerken, die eine Kombination von (110) und (211), seltener (211) allein darstellen. Zugleich sitzen dort auch weiße Quarzkrystalle. Unter dem Mikroskop zeigt das frische Gestein körnige Struktur, wobei die Granatkörner und Krystalle häufig mit einem geringen Quantum Quarz aneinander gekittet sind. Die einzelnen Individuen zeichnen sich sehr häufig durch zonale Struktur aus, doch sind sie dabei vollkommen isotrop. Optische Anomalien lassen sich fast ausschließlich an schon teilweise zersetzten Granaten nachweisen. Dem äußern Ansehen nach gleicht das Gestein einer Anhäufung von Grossularkörnern, allein in der nachstehenden Analyse findet dieser Eindruck keine Bestätigung.

Nr. 16. Zusammensetzung des Granats, von der Quarzbeimengung getrennt. — Nr. 16*a*. Zusammensetzung nach der berechneten Formel. Westlicher Ausläufer der Berésowaja Gora.

	Nr. 16.	Nr. 16*a*.	Nr. 16*a*.	
$Si O_2$ . . .	35·28	35·6		
$Al_2 O_3$ . . .	0·40	0·4	$Fe_3 Al_2 Si_3 O_{12}$.	2%
$Fe_2 O_3$ . . .	30·31	30·8	48 $Ca_3 Fe_2 Si_3 O_{12}$.	98%
Fe O . . .	0·28	0·9		
Mn O . . .	0·46	—		
Ca O . . .	32·93	32·3		
Mg O . . .	Spuren	—		
$H_2 O$ . . .	0·68	—		
	100·34	100·0		
Spez. Gewicht	3·811	—		

Wir sehen also, daß der Granatfels ein Kalk-Eisen-Granat (Melanit-Topazolith) ist, der nur eine unerhebliche isomorphe Beimischung von Almandin und Spessartin enthält (zusammen 2%).

Ausgedehnte oberflächliche Aufschlüsse von Granatfels sind am westlichen und am nordwestlichen Ausläufer der Berésowaja Gora, auf der Usjánka und auf dem Atátsch, auf der Dálnaja Gora zu finden, überall im Kontakt mit Erzlagern. Abgesehen davon hat es sich beim Abbau des Bergwerkes auf der Dálnaja Gora und bei in letzter Zeit auf der Usjánka und auf der Jeshewka vorgenommenen Diamantbohrungen herausgestellt, daß der Granatfels (der Hauptsache nach) das taube Gestein bildet, das mit dem Erz wechsellagert. Das Nähere hierüber findet sich weiter unten.

b) Der konkretionäre Granat ist von der theoretischen Seite interessant. Er ist auf dem Atátsch in stark verwittertem Granat-Epidot-Gestein gefunden worden, das mit gleichfalls stark verwittertem Atatschit in Kontakt steht.

Es sind dünne gelbliche Granatkrusten, die mit Traubenquarz abwechseln. Der letztere zeigt u. d. M. radialfaserige Struktur (Taf. III, Fig. 3). Dem entsprechend zeigen die Granatkörner und Krystalle an der dem mit Kruste ausgekleideten Hohlraume zugewandten Fläche unverkennbar schalige oder sogenannte zonale Struktur. Somit kann die Krystallisation aus wässeriger Lösung keinem Zweifel unterliegen. In chemischer Beziehung ist auch dieser Granat vorwiegend Topazolith, wie aus der Analyse Nr. 17 und der daraus abgeleiteten

Formel Nr. 17*a* unter der Voraussetzung hervorgeht, daß die Tonerde mit Eisenoxydul verbunden ist.[1])

	Nr. 17.	Nr. 17 *a*.	Nr. 17 *a*.	
SiO_2	35·00	35·6		
Al_2O_3 . . .	2·15	2·1		
Fe_2O_3 } . . .	30·41	28·3	9 $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$.	90%
FeO }		4·3	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$.	10%
MnO	0·48	—		
CaO	31·47	29·7		
MgO	Spuren	—		
H_2O	1·36	—		
	100·86	100·0		

c) Der Ganggranat unterscheidet sich schon in der Farbe von den beiden vorhergehenden — es ist meist dunkelbrauner Granat. Hier kommen zwei Varietäten davon vor: 1. eine derbe oder feinkörnige, die feine Adern innerhalb relativ frischer Augitgesteine bildet, und 2. eine krystallisierte Varietät, die in Drusen von schön ausgebildeten, größere Spalten in stark verwitterten Gesteinen zusammen mit anderen Mineralien ausfüllenden Krystallen vorkommt. Mit der ersten von diesen haben wir es schon bei der Untersuchung der Verwitterungsprodukte des Augits (Anal. Nr. 11) zu tun gehabt.

Nr. 18. Zusammensetzung der Ganggranatkrystalle. Nr. 18*a* prozentuale Menge der Oxyde, wie sie der berechneten Formel entspricht.

	Nr. 18.	Nr. 18 *a*.	Nr. 18 *a*.	
SiO_2 . . .	35·08	37·1	$(Fe, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$.	5%
Al_2O_3 . .	8·39	8·2	7 $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ . .	32%
Fe_2O_3 . .	21·09	19·8	12 $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$.	63%
FeO . . .	1·48	2·2		
MnO . . .	0·87	—	Nr. 11 *a*.	
CaO . . .	32·98	32·7	$(Fe, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$.	6%
MgO . . .	Spuren	—	4 $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ . .	22%
H_2O . . .	0·69	—	12 $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$.	72%
	100·58	100·0		
Spez. Gew.	3·682		3·701	

[1]) Ich habe nur 0·5*g* reiner Granatsubstanz isolieren können, weshalb die Bestimmung des Eisenoxyduls und des spezifischen Gewichts unausführbar war.

Aus vorstehenden Zahlenangaben können wir entnehmen, daß sowohl der krystallisierte als auch der derbe Ganggranat (die Formel des letzteren, Nr. 11*a*, ist zum Vergleiche mit angeführt) sich nur quantitativ voneinander unterscheiden, während sie dem fast völlig der Tonerde entbehrenden Granatfels gegenüber wesentlichere Abweichungen offenbaren. Aber alle von uns geprüften Granate haben einen gemeinsamen Charakterzug aufzuweisen: sie sind sehr arm an Eisenoxydul und enthalten fast gar keine Magnesia.

Bisher haben wir den Granat in frischem Zustande betrachtet. Auf den vorhergehenden Seiten ist eine Reihe von Beobachtungen angeführt worden, auf Grund deren wir zu dem Schlusse gelangt sind, der Granat bilde eines der Zersetzungsprodukte des Augits, und diese Folgerung findet jetzt neue Bestätigung in zwei weiteren Tatsachen: in der Bildung von Granatkonkretionen und in seiner Paragenesis mit Mineralien, deren hydatogener Ursprung bekannt ist, wie Aderquarz und Calcit. Obschon indes der Granat als sekundäres Erzeugnis erscheint, besitzt er nichtsdestoweniger die Fähigkeit, noch weitere chemische Umwandlungen zu erfahren.

Als erstes und gewöhnlichstes Verwitterungsprodukt ist der Epidot zu betrachten. Auf der Usjánka, auf dem Atátsch sowie auch auf dem westlichen und dem nordwestlichen Ausläufer der Berésowaja Gora und auf dem Kuibas, überall begleitet er den Granatfels und das Erz. An all diesen Fundorten finden sich Stufen, die eine sehr konstante Paragenesis folgender Mineralien zeigen: Granat, Epidot, Magnet- oder Roteisenerz, Quarz und Calcit.

Unter dem Mikroskop läßt dies Gemenge nachstehende Eigenschaften erkennen: die hellgelben Körner, seltener Krystalle von Granat (Topazolith) sind von unregelmäßigen Rissen durchzogen, die mit intensiv gelber, stark doppelbrechender Epidotsubstanz oder mit schwarzen Äderchen freier Eisenoxyde ausgefüllt sind. Der Epidot umhüllt gleichsam die getrennten Granatpartikeln und verbindet sie zu einem Ganzen, wobei die sogenannte maschenförmige Struktur entsteht, die der des in Serpentin übergehenden Olivins sehr nahe kommt (vgl. Taf. III, Fig 2). Demnach kann man sich durch den Augenschein davon überzeugen, daß der Granat sich unmittelbar in Epidot verwandelt. Doch bildet der letztere außer irregulären, in die Granatsubstanz eindringenden Maschen und Partikeln auch schöne idiomorphe Krystalle, die nach der Querachse ausgezogen und durch

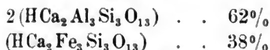
Quarzsubstanz verkittet sind. Der Hämatit und der Magnetit sind auch von zweierlei Art: entweder umhüllen sie die Granatkörner und ziehen sich bandartig in ihre Risse hinein (Fig. 2, 4 und 6), oder sie sind in Gestalt selbständiger Krystalle, Körner und Blättchen entwickelt, die inmitten des Quarzes und Epidots verstreut sind. Der Calcit bildet große polysynthetische Körner, die viel Magnetitkörnchen einschließen. Der in großer Menge vorhandene Quarz spielt die Rolle des Zements, der die Epidot- und Magnetitkrystalle zusammenkittet. Abgesehen von den aufgezählten Mineralien kommen in dem Gemische in seltenen Fällen auch noch kleine Titanitkrystalle vor. Aus den morphologischen Eigenschaften der Bestandteile des besprochenen Gemisches und ihren Raumverhältnissen können wir den Schluß ziehen, daß zeitlich das erste Gebilde der Granat ist, der dem Epidot und dem Magnetit (oder Hämatit) zur Entstehung verholfen hat, und das letzte der Quarz.[1]) Was den Epidot im speziellen betrifft, so ist er älter als der Hämatit, aber jünger als der Magnetit.

Um diese Beziehungen von der chemischen Seite aufzuklären, habe ich den Epidot aus dem Gemenge isoliert und ihn analysiert.

Nr. 19. Zusammensetzung der Epidotkrystalle. Nr. 19*a*. Zusammensetzung der abgeleiteten Formel entsprechend. Das der Analyse zugrunde liegende Material ist auf dem nordöstlichen Ausläufer der Berésowaja Gora gesammelt worden.

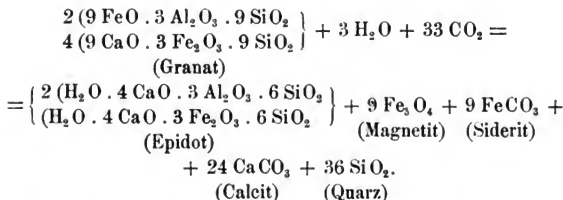
	Nr. 19.	Nr. 19*a*.	Nr. 19*a*.
SiO_2 . . .	36·58	37·4	35·6
Al_2O_3 . . .	20·62	20·8	0·4
Fe_2O_3 . . .	16·68	16·8	30·8
FeO	0·37	—	0·9
MnO	0·20	—	—
CaO	23·29	23·2	32·3
MgO . . .	0·24	—	—
H_2O	2·27	1·8	—
	100·25	100·0	100·0
Spez. Gewicht	3·445		3·811

[1]) Die nämliche Reihenfolge in der Ausbildung der aufgezählten Mineralien in Adern führt Breithaupt in seiner „Paragenesis der Mineralien“ (pag. 126) an.




Nr. 19 *a*.		Nr. 16 *a*.	
$2(HCa_2Al_3Si_3O_{13})$	62%	$(Fe_3Al_2Si_3O_{12})$	2%
$(HCa_2Fe_3Si_3O_{13})$	38%	$48(Ca_3Fe_2Si_3O_{12})$	98%

Schon bei der bloßen Vergleichung der Prozentzahlen und der Formeln für beide Mineralien ist es ersichtlich, daß beim Übergange des Granats in Epidot eine Abspaltung der Eisen- und Calciumoxyde vor sich geht. Wenn wir aber obige Formeln in dualistischer Form niederschreiben und alle Koeffizienten in der Granatformel mit drei multiplizieren, so wird es uns klar, daß der Übergang des Granats in Epidot auch eine Abspaltung von freier Kieselerde nach sich zieht. Nehmen wir an, diese Reaktion vollziehe sich unter Beteiligung von Wasser, das freie Kohlensäure und Sauerstoff enthält, so können wir sie durch nachstehende Gleichungen ausdrücken. Der Einfachheit wegen nehmen wir zuerst Granat, der aus 4 Teilen Topazolith und 2 Teilen Almandin besteht, und setzen wir voraus, das Wasser enthalte keinen freien Sauerstoff.



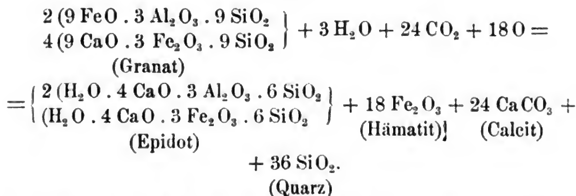
I.

$$\underbrace{\left.\begin{array}{l}2(9FeO.3Al_2O_3.9SiO_2\\4(9CaO.3Fe_2O_3.9SiO_2\end{array}\right\}}_{\text{(Granat)}}+3H_2O+33CO_2=$$

$$=\underbrace{\left\{\begin{array}{l}2(H_2O.4CaO.3Al_2O_3.6SiO_2\\(H_2O.4CaO.3Fe_2O_3.6SiO_2\end{array}\right\}}_{\text{(Epidot)}}+\underbrace{9Fe_3O_4}_{\text{(Magnetit)}}+\underbrace{9FeCO_3}_{\text{(Siderit)}}+$$

$$+\underbrace{24CaCO_3}_{\text{(Calcit)}}+\underbrace{36SiO_2}_{\text{(Quarz)}}.$$

Wenn dagegen das auf den Granat einwirkende Wasser gleichzeitig ungebundene Kohlensäure und freien Sauerstoff enthält, so verläuft die Reaktion etwas anders.



II.

$$\underbrace{\left.\begin{array}{l}2(9FeO.3Al_2O_3.9SiO_2\\4(9CaO.3Fe_2O_3.9SiO_2\end{array}\right\}}_{\text{(Granat)}}+3H_2O+24CO_2+18O=$$

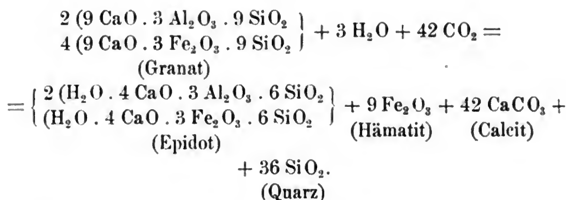
$$=\underbrace{\left\{\begin{array}{l}2(H_2O.4CaO.3Al_2O_3.6SiO_2\\(H_2O.4CaO.3Fe_2O_3.6SiO_2\end{array}\right\}}_{\text{(Epidot)}}+\underbrace{18Fe_2O_3}_{\text{(Hämatit)}}+\underbrace{24CaCO_3}_{\text{(Calcit)}}+$$

$$+\underbrace{36SiO_2}_{\text{(Quarz)}}.$$

Im ersten Falle bildet sich neben Epidot, Calcit und Quarz Magnetit und Siderit, im zweiten nur Eisenglanz.

Wenn der sich zersetzende Granat ein Gemisch von Topazolith und Grossular darstellt, nimmt die Reaktion einen der zweiten von den oben angeführten Gleichungen ganz analogen Verlauf.

III.



$$\left.\begin{array}{l} 2\,(9\,CaO\,.\,3\,Al_2O_3\,.\,9\,SiO_2) \\ 4\,(9\,CaO\,.\,3\,Fe_2O_3\,.\,9\,SiO_2) \end{array}\right\} + 3\,H_2O + 42\,CO_2 =$$

(Granat)

$$= \left\{\begin{array}{l} 2\,(H_2O\,.\,4\,CaO\,.\,3\,Al_2O_3\,.\,6\,SiO_2) \\ (H_2O\,.\,4\,CaO\,.\,3\,Fe_2O_3\,.\,6\,SiO_2) \end{array}\right\} + 9\,Fe_2O_3 + 42\,CaCO_3 +$$

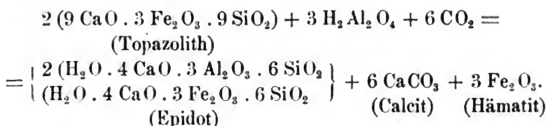
(Epidot) (Hämatit) (Calcit)

$$+ 36\,SiO_2.$$

(Quarz)

Wenn der Zersetzung ein reiner Topazolith unterliegt, so muß man einen Zufluß freier Tonerde von außen her zugeben, wobei die Epidotisation des Granats in diesem Falle ohne Ausscheidung freier Kieselerde erfolgt.

IV.



$$2\,(9\,CaO\,.\,3\,Fe_2O_3\,.\,9\,SiO_2) + 3\,H_2Al_2O_4 + 6\,CO_2 =$$

(Topazolith)

$$= \left\{\begin{array}{l} 2\,(H_2O\,.\,4\,CaO\,.\,3\,Al_2O_3\,.\,6\,SiO_2) \\ (H_2O\,.\,4\,CaO\,.\,3\,Fe_2O_3\,.\,6\,SiO_2) \end{array}\right\} + 6\,CaCO_3 + 3\,Fe_2O_3.$$

(Epidot) (Calcit) (Hämatit)

Der letzte Fall ist für uns nur von geringem Interesse, denn absolut reiner Topazolith kommt in der Natur überaus selten vor. Was aber die Topazolithe vom Magnetberge betrifft, so enthalten sie stets geringe Quantitäten von Tonerde und Eisenoxydul (mit MnO), gar nicht von den Ganggranaten zu reden, die bis 8% Tonerde enthalten.

Wie also auch die Zusammensetzung des Granats sein mag, sobald er in Epidot übergeht, müssen sich gleichzeitig mit diesem freie Eisenoxyde (Hämatit, Magnesit und Limonit, letzterer aus

Siderit), Karbonate (Calcit, Siderit usw.) und Kieselsäure (Quarz, Chalcedon usw.) ausscheiden.

Wie schon oben bemerkt, findet dieses Schema für die Zersetzung des Granats sowohl in der konstanten Paragenesis des Granats, als auch in den mikroskopischen Eigenschaften des aus genannten Mineralien bestehenden Gemenges glänzende Bestätigung.

Eisenerze. Aufschlüsse von Erzmassen sind auf dem Magnetberge in einer Ausdehnung von etwa *2 km²* zu konstatieren. Aber man würde fehlgreifen, wollte man glauben, daß dieser ganze Flächenraum wirklich von Erzen eingenommen sei. Aufmerksame Beobachtung der Erzlagerstätten belehrt uns vielmehr darüber, daß inmitten der scheinbar ununterbrochenen Erze sehr häufig taubes Gestein zutage tritt. Beim Bergwerke am Berge Dalnaja springt uns eine ungewöhnliche Veränderlichkeit in der Lagerung der Erze und in ihrem Wechsel mit totem Gebirg in die Augen. Als solches tritt entweder verwittertes kaolinartiges Gestein oder Granatfels auf und Bohrungen haben es nachgewiesen, daß auch in der Tiefe dieselben Lagerungsverhältnisse und derselbe Wechsel von Erzen und Silikatgesteinen herrschen. Doch die Erörterung dieser Frage bleibt einem späteren Abschnitte vorbehalten und für den Augenblick will ich nur versuchen, eine gedrängte petrographische Charakteristik der verschiedenen Erztypen zu liefern.

a) Magneteisenerz erscheint als die vorherrschende, wenn auch nicht ausschließliche Erzart. Es bildet zuweilen große zusammenhängende Klötze mit schwarzer, gleichsam angeschmolzener Oberfläche, eine sehr dichte und feste Varietät. Solche Einzelblöcke liegen am Ostabhange des Atátsch auf Porphyrit und Diorit, auf dem Kamme des Berges Dálnaja und an anderen Orten. In den Hohlräumen solcher Klötze sitzen bisweilen Magnetitkrystalle, meist (111) und (110), seltener mit Überwiegen der letzteren Form. In lockeren Massen sind die Krystalle besser ausgebildet. Interessant ist es, daß sich im verwitterten Granatfels am Berge Dálnaja hier und da eine Art Taschen mit reinem Magnetitsand gefüllt vorfinden, der aus Körnern und regulären Krystallen (111) besteht. Es kommen auch ganze Schichten von lockerem Granatfels vor, die zur einen Hälfte aus Granat, zur anderen aus darin verstreutem Magnetit bestehen (vgl. Taf. III, Fig. 4). Im dichten Magnetit sind sehr häufig Beimengungen von Quarz anzutreffen, deren Menge bis zu $^1/_3$ Volumen

reicht (vgl. Taf. III, Fig. 5 und 6). An vielen Orten ist das Magneteisenerz in Roteisenstein (Martit) übergegangen. Meist bestehen die auf die Magnetnadel einwirkenden Stücke nicht aus reinem Magnetit, sondern aus einem Gemenge von Martit und Magneteisenerz. Wie allmählich dieser Übergang und die Beimengung erfolgt, die sich bei dem mit Magnetismus ausgestatteten Erze beobachten läßt, lehren folgende drei Analysen.[1])

	Nr. 20.	Nr. 21.	Nr. 22.
SiO_2	14·85	6·11	11·30
Al_2O_3	0·08	1·77	2·25
Fe_2O_3 . . .	66·92	74·74	74·72
FeO	14·43	12·04	6·86
MnO	—	—	1·34
CaO	1·82	2·39	0·50
Glühverlust . .	1·84	2·74	2·90
	99·94	99·79	99·87

Nr. 20.	Nr. 21.	Nr. 22.
45% Magnetit	36% Magnetit	22% Magnetit
37% Martit	48% Martit	60% Martit
12% Quarz	8% Granat	10% Quarz
6% Granat	4% Kaolin	6% Kaolin
	4% Quarz	2% Granat

Nr. 20. Dichtes graulichschwarzes Erz mit Quarzkörnern, die schon mit bloßem Auge sichtbar sind. Jeshewka.

Nr. 21. Schwarzes, ziemlich lockeres Erz mit sichtbarer Granatbeimengung. Dälnaja.

Nr. 22. Dichtes rötliches Erz mit sichtbaren Quarzkörnern. Westlicher Abhang des Atätsch.

[1]) Alle sieben Erzanalysen sind von meinem hochgeschätzten Kollegen Z. Weyberg, Konservator am Min. Kab. der Universität Warschau, ausgeführt worden, dem ich hier meinen tiefgefühlten Dank darbringe. Das dazu verwandte Material ist Stapeln entnommen, die zur Abfuhr nach dem Hüttenwerke Belorezk vorbereitet waren.

b) Eisenglanz und Roteisenerz. Es wäre ungerechtfertigt, anzunehmen, sämtlicher Roteisenstein auf dem Magnetberge verdanke seinen Ursprung der Oxydation von Magneteisenerz. Eisenglanz in wohlgebildeten pinakoiden Krystallen kommt zugleich mit Quarz und Granat sehr häufig sowohl auf dem Magnetberge als auch auf dem Kuibas vor.

Auf den westlichen Ausläufern der Berésowaja Gora finden sich im Granatfels recht große Klötze von reinem Eisenglanz. Manche Roteisenerze des Atátsch und der Dálnaja haben sich, wie es scheint, gleichfalls unmittelbar gebildet und stellen bisweilen sehr schönes, reines Erz dar. An Beimengungen ist darin hauptsächlich Quarz und Ton anzutreffen, aber auch Schwefelkies und Gyps. Der Roteisenstein tritt entweder als dichte oder als poröse, zellige Masse auf; in letzterem Falle ist eine gewisse Parallelschichtung bemerkbar. Hier folgen drei Analysen charakteristischer Proben.

	Nr. 23.	Nr. 24.	Nr. 25.
SiO_2 . . .	0·81	11·06	23·45
Al_2O_3 . . .	0·57	0·45	4·33
Fe_2O_3 . . .	95·43	82·14	67·43
FeO . . .	0·39	0·57	Spuren
MnO . . .	Spuren	0·50	0·93
CaO . . .	Spuren	—	0·20
S	—	0·93	—
Glühverlust .	2·80	4·35	3·49
	100·00	100·00	99·83

Nr. 23.	Nr. 24.	Nr. 25.
98% Hämatit	85% Hämatit	67% Hämatit
2% Kaolin	10% Quarz	20% Quarz
	3% Pyrit	13% Kaolin
	2% Kaolin	

Nr. 23. Poröses rotes Erz mit flach muscheligem Bruch. Die Stücke und Klötze davon sind übereinander gehäuft und lassen Höhlungen frei, in denen sich zuweilen Salpeter ansetzt. Alle sind sie mit einer weißen Kruste von kohlensaurem Kalk überzogen. Dies

ist das lose Erz. Westabhang des Atátsch. (Die Summe der Analyse 100 ist zufällig.)

Nr. 24. Rote dichte Masse mit Krystallen von Schwefelkies und schon mit unbewaffnetem Auge sichtbarem Quarz. Dálnaja Gora. Der Schwefel ist durch Differenzierung bestimmt. In einer anderen Portion mit größerem Pyritgehalt sind 5·93% Schwefel nachgewiesen worden, was etwa 12% Schwefelkies entspricht.

Nr. 25. Braune, etwas poröse Masse, deren Höhlungen mit Tonschmiere ausgefüllt sind. Viel Quarz. Dálnaja Gora.

c) Traubiges Erz. In verwittertem Ton- und Granatgestein trifft man sehr häufig schwarze Adern mit stalaktitisch-traubiger Oberfläche. Diese ergeben einen schwarzen Strich und scheiden mit Chlorwasserstoffsäure reichlich Chlor aus, ein Umstand, der darauf hindeutet, daß die Krusten Mangansuperoxyd enthalten, und in der Tat hat die Analyse solchen traubigen Erzes vom Berge Dálnaja nachgewiesen, daß es aus Limonit, Pyrolusit und Tonsubstanz besteht (Nr. 26).

	Nr. 26.
SiO_2	3·91
Al_2O_3	5·85
Fe_2O_3	74·75
Mn_2O_3	7·71
Glühverlust . . .	8·47
	100·69

Nr. 26.

80% Limonit
10% Pyrolusit
10% Tonsubstanz

Somit wird das Mangan, das im normalen Erz nur in geringem Quantum vorhanden ist, durch Wasser ausgelaugt und bildet Krusten in Rissen.

F. Sedimentärgebilde.

Die Umgegend des Magnetberges zeichnet sich, wie schon oben erwähnt worden ist, durch Spuren überaus heftiger Erosion aus, die hier im Laufe vieler geologischer Perioden in Tätigkeit gewesen ist. Das wird auch durch die ungewöhnliche Einebnung der Hügel, die Weite der Täler, die die einzelnen Bergzüge trennen, sowie durch die Mächtigkeit der Eluvialgebilde und der jüngsten Sedimente be-

zeugt. Daher kann es uns nicht wundernehmen, daß die hier aus leicht verwitternden Gesteinen bestehenden älteren Sedimentärbildungen nur in verschwindend kleinen Parzellen erhalten geblieben sind, meist in Gestalt schmaler Streifen und Inselchen, die der Erosion Stand gehalten haben, zwischen krystallinischen Gesteinen eingeklemmt.

Kalkstein erscheint als einziger Vertreter älterer Sedimentärgebilde. Der ansehnlichste Streifen, 7 *km* lang, 4 *km* breit, zieht sich 5 *km* südöstlich vom Magnetberge hin, wo er vom Flusse Ural durchbrochen wird. Er zeigt eine deutliche Stratifikation und bildet eine Synklinalmulde, in der kleine Lager von Brauneisenerz und Bohnenerz anzutreffen sind. An manchen Stellen beherbergt er eine ziemlich reiche Fauna von Tiefsee-Brachiopoden und Korallen, auf Grund deren er dem unteren Teil des Karbonsystems eingegliedert wird.

Kalksteine ganz andrer Herkunft lagern im Granatfels; es sind kleine Linsen von lockerem marmorartigem Kalkstein, der sich auf Kosten des Granats bei seinem Übergange in Epidot bildet. Solche liegen im Granatfels auf dem westlichen Ausläufer der Berésowaja und ein ähnliches Kalksteinnest findet sich am Nordabhange der Usjanka, wo er zum Teil auf Augit-Diorit, zum Teil auf einem dunkeln vererzten, stark verwitterten Gesteine (Orthoklas-Porphyr?) ruht.

Alluviale und eluviale Gebilde. An den Abdachungen des Magnetberges und in den ebenen Steppen seiner Umgebung ist das Alluvium stark verbreitet, und zwar größtenteils in Gestalt von Tonen verschiedenen Charakters. An den Bergabhängen in der Nachbarschaft der festen Urgesteine sind sie von anderem Typus, als fern von jenen in ebenem Gelände. Wie es durch die Schürfarbeiten nachgewiesen ist, lagern am Westabhange des Atátsch unter der Humusschichte Tone von zweierlei Art: 1. braunroter, überaus zäher Ton, nicht selten einzelne Erzfragmente und Blöcke enthaltend, augenscheinlich alluvialen Ursprunges, und 2. eine leichtere hellgelbe oder aschgraue tonige Masse, die die Absonderungsform und zum Teil auch die Struktur des Muttergesteins (Atatschit, Diorit etc.) beibehalten hat, allem Anscheine nach in situ entstandene Kaolinlager. Ein dichtes Netz von Schürfen offenbart hierbei interessante Beziehungen dieser Tongebilde zu den Erzen und dem tauben Urgestein. Das letztere ist hier in Gestalt kleiner Inseln erhalten ge-

blieben, die zunächst von Erz, sodann von Tonen umschlossen sind. Die Mächtigkeit der besprochenen Tonablagerungen ist offenbar sehr ansehnlich, denn manche Schürfe sind darin bis auf 77 Fuß vorgegangen, ohne auf Erze oder taubes Gestein zu stoßen.

Südöstlich vom Atátsch in dem weiten Tal, das den Magnetberg von der Bergkette Usun-sjal trennt, ist das Alluvium noch mächtiger.

(Fortsetzung in Heft 3.)

VIII. Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen.

Von **Boris Popoff.**

(Hierzu Taf. V und VI und 2 Textfiguren.)

Wie mangelhaft unsere Kenntnis von der Bildungsweise sphärolithischer Gebilde, trotz einer ganzen Reihe bedeutender Arbeiten über Kugelbildungen, noch immer ist und wie wenig ausgearbeitet die Entstehungstheorien der Sphärolithbildung sind, dürfte das vollständige Fehlen einheitlicher Gesichtspunkte, auf die distinktiven Merkmale einer gewissen Krystallisationsweise, vielleicht am besten beweisen. Und doch müssen verschiedene Krystallisationsweisen, selbst wenn sie schließlich zur Bildung von ganz ähnlichen, ja vielleicht sogar fast identischen Formen führen könnten, an den Sphärolithen oder in der sie umgebenden Bergart zweifellos verschiedene, unterscheidende Merkmale hinterlassen, auf Grund derer, falls ihre Bedeutung bekannt wäre und sie an den zu untersuchenden Sphärolithen aufgefunden werden könnten, die Entstehungsweise der letzteren jedesmal mit Leichtigkeit festgestellt werden könnte. Von der Feststellung solcher Merkmale, sei es auf dem Wege theoretischer Betrachtungen oder experimenteller Forschungen, hängt, meiner Ansicht nach, jeder weitere Erfolg der Untersuchung natürlicher Sphärolithe in bedeutendem Maße ab.

Der Zweck meiner kurzen Mitteilung soll gerade ein Hinweis auf einen meinem Wissen nach noch völlig unbeachteten Umstand sein, der aber, unter gewissen Bedingungen, ein nicht übles Kriterium zur Feststellung der Entstehungsweise einer nicht unbedeutenden Anzahl von Sphärolithen abgeben dürfte.

Geht man nämlich in indirekter Weise von der Voraussetzung aus, daß Sphärolithe einerseits durch Krystallisation vom Zentrum zur Peripherie, andrerseits durch Krystallisation von der Peripherie zum Zentrum entstehen könnten, so hat man in der Art und Weise, wie sich beide Sphärolitharten äußeren, ihre Form beeinflussenden Hindernissen gegenüber verhalten müßten, ein Mittel, ihre Entstehungsweise zu erkennen.

Da ein vom Zentrum nach der Peripherie krystallisierender Sphärolith, bei unbehinderter Krystallisation aus einem Magma von gleichmäßiger Zusammensetzung, sich durch Ansatz einer vom Zentrum des Sphäroliths nach allen Richtungen mehr oder weniger gleichmäßigen, sich allmählich verdickenden Mineralschicht vergrößern würde, so müßte die äußere Anwachsfläche eines solchen Sphäroliths, falls letzterer durch Krystallisation aus einem Punkte oder nahezu einem Punkte entstanden wäre, während der ganzen Wachstumsperiode eine Sphäre oder doch wenigstens ein einer Sphäre nahekommendes Sphäroid sein. Infolgedessen müßte eine jede zeitweilige Veränderung in der Struktur oder der Substanz des krystallisierenden Sphäroliths, insofern sie ein bleibendes Zeichen zu hinterlassen imstande wäre, sich nach Verfestigung des Sphäroliths als konzentrische Zone dokumentieren.

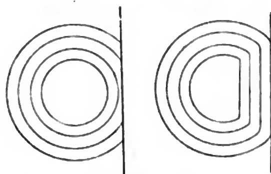
Stieße nun ein solcher, im Wachsen begriffener Sphärolith auf ein Hindernis, so müßte sein Weiterwachsen an der Grenze des Hindernisses aufhören und letzteres würde, falls der Sphärolith an den unbehinderten Stellen noch weiter wüchse, aus demselben ein Stück von seiner (des Hindernisses) Form gleichsam herausschneiden. Es würde somit die Berührungsfläche des Sphäroliths die Oberfläche des Hindernisses genau kopieren und je nachdem eine Fläche erster, zweiter oder höherer Ordnung sein.

Ganz besonders drastisch müßte diese Abstutzung an Sphärolithen hervortreten, die konzentrische Zonen besäßen. Letztere könnten selbstverständlich nur so lange ununterbrochen angetroffen werden, als der Sphärolith bei ihrer Bildung noch völlig unbehindert weitergewachsen wäre; an allen anderen, vom Zentrum weiter entfernten Stellen, müßten sie vom Hindernisse überquert und jäh abgestutzt erscheinen, im Querschnitte etwa so, wie es nebenstehende Abbildung (Textfig. 1) schematisch wiedergibt.

Ganz anders würden sich Sphärolithe zu äußeren Hindernissen verhalten müssen, die ihre Entstehung einer Krystallisation, nicht vom Zentrum zur Peripherie, sondern von der Peripherie zum Zentrum zu verdanken hätten.

Für solche Sphärolithe muß nämlich, man mag ihre Entstehung deuten wie man will, die Vorexistenz einer äußeren Umrandung (einerlei welcher Art) vorausgesetzt werden, ohne welche die Annahme einer Krystallisation von der Peripherie zum Zentrum jeglicher Begründung entbehren würde. Die Einwirkung eines äußeren Hindernisses auf derartige, schon vor ihrer Verfestigung von einer die äußere Begrenzung der zukünftigen Sphärolithe markierenden Umrandung begrenzte Sphärolithe, wie sie etwa nach der Bäckströmschen Annahme[1]) durch tropfenförmige Abspaltung entstehen könnten, könnte sich selbstverständlich nur in einer mehr oder weniger bedeutenden Deformation dieser Gebilde äußern, die jedoch den normalen, konzentrischen Bau der Kugelgebilde, in ihren peripherischen Teilen, nicht ernstlich zu stören imstande wäre. Denn während im ersten Falle die Oberfläche eines Sphäroliths zugleich seine Anwachsfläche wäre, die in jedem beliebigen Punkte von dem gemeinsamen Krystallisationszentrum, dem Mittelpunkt des Sphäroliths, mehr oder weniger gleich weit entfernt sein müßte, würde in letzterem Falle die Oberfläche der Sphärolithe der zweiten Art die Ausgangsfläche ihrer Krystallisation vorstellen, zu welcher die Anwachsfläche in demselben Verhältnisse stehen müßte, welches zwischen der Anwachsfläche der Sphärolithe der ersten Art und ihrem gemeinsamen Krystallisationszentrum existieren würde. Der Unterschied zwischen den beiden

Fig. 1. Fig. 2.



[1]) H. Bäckström, Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. Geol. F. ör. Förh., Bd. 16, H. 2, pag. 107—130.

Sphärolitharten müßte um so handgreiflicher werden, je deutlicher der konzentrische Zonenbau zum Ausdruck käme. Die Zonen müßten nämlich, in durch Krystallisation von der Peripherie zum Zentrum gebildeten Sphärolithen, sowohl in deformierten wie in undeformierten Kugeln, der äußeren Umrandung stets parallel eingelagert sein. Textfigur 2 sucht dies zu veranschaulichen.

Wie aus dem Vorhergehenden zu ersehen ist, müßten wir somit, theoretisch genommen, die Möglichkeit haben, durch Untersuchung geeigneter Stellen deformierter Sphärolithe, die Entstehungsweise der letzteren zu ermitteln.

Dazu brauchten wir nur, von der Annahme ausgehend, daß gleich weit von der Ausgangsstelle der Krystallisation gelegene Punkte gleichartig sein müssen, den Übergang von undeformierten Stellen zu deformierten zu untersuchen, um daraus direkt den Schluß ziehen zu können, ob ein Sphärolith durch Krystallisation vom Zentrum nach der Peripherie (ich werde solche Sphärolithe „zentrogene" nennen), oder durch Krystallisation von der Peripherie zum Zentrum (ich schlage für letztere den Namen „koriogene", von corium = Rinde, Umrandung, vor) entstanden sei.

Als Hindernisse, die einer regelmäßigen Ausbildung der Sphärolithe im Wege ständen, dürften in einem krystallisierenden Magma bald früher ausgeschiedene Einsprenglinge oder irgendwelche Einschlüsse, bald die Seitenwände des Magmabassins, bald schließlich, und dies müßte bei der meist dichtgedrängten Lage der Sphärolithe gewiß einer der verbreitetsten Fälle sein, ähnliche, früher auskrystallisierte oder auch gleichzeitig sich bildende Sphärolithe auftreten.

Was koriogene Sphärolithe anbelangt, so dürfte die Art des Hindernisses für die Form der Berührungsfläche des werdenden Sphärolithe nur von geringer Bedeutung sein; allenfalls könnte, wenn das Hindernis durch einen ähnlichen, ebenfalls im Krystallisieren begriffenen Sphärolith gegeben wäre, eine beiderseitige Abplattung der auf einander wirkenden Kugeln, an ihrer gemeinsamen Berührungsstelle, resultieren, die nur insofern von Interesse wäre, als sie auf den Zustand der sich berührenden Kugeln, im Augenblicke ihres Zusammentreffens, hinzuweisen imstande wäre.

Von ganz anderer Bedeutung müßte jedoch die Beschaffenheit des Hindernisses sein, wenn es sich um Sphärolithe zentrogener Entstehung handeln sollte.

Hier würde, falls als Hindernis ein ähnlicher, gleichfalls krystallisierender zentrogener Sphärolith auftreten sollte, die Fläche ihres gegenseitigen Zusammentreffens keine bloße Berührungsfläche, wie es bei koriogenen Sphärolithen der Fall wäre, sondern eine Begegnungsfläche sein, eine Funktion von der Durchschneidung der Oberflächen der beiden, sich allmählich erweiternden Sphärolithe. Diese Fläche könnte aber, falls die Wachstumsbedingungen der Sphärolithe uns gegeben wären, auf mathematischem Wege jedesmal mit Leichtigkeit ermittelt werden. Sie müßte, nach der Voraussetzung, die Oberfläche eines jeden zentrogenen Sphäroliths stelle in jedem Augenblicke seines Wachstums eine Sphäre vor, stets eine Rotationsfläche sein, entstanden durch die Rotation einer Kurve um die zur Rotationsachse gewordene Verbindungslinie der Zentren der beiden Sphärolithe. Man brauchte daher, in jedem einzelnen Falle, nur diese durch die Begegnung zweier, in einer Ebene gelegener Hauptkreise der beiden Sphärolithe gebildete Kurve zu finden, um durch Rotation derselben direkt die gewünschte Fläche zu erhalten.

Drückten wir diese beiden sich erweiternden Kreise durch die entsprechenden Gleichungen

$$x^2 + y^2 = f^2\,(t,\ t_0)$$
$$(x-a)^2 + y^2 = f_1^{\,2}\,(t,\ t_1)$$

aus, in denen t_0 und t_1 die Momente ihrer Entstehung (d. h. den Beginn der Krystallisation) bezeichneten, so erhielten wir, wenn wir t aus beiden Gleichungen eliminierten, direkt die gesuchte Kurve.

In dem einfachsten Falle, wenn beide Kreise gleichzeitig entständen und nach dem gleichen, wenn auch sonst ganz beliebigen Gesetze weiterwüchsen, würden wir auf diese Weise eine die Verbindungslinie der beiden Kreiszentren halbierende und zu ihr senkrechte Gerade erhalten, deren Rotation um letztgenannte Verbindungslinie eine zu letzterer senkrechte Ebene ergeben würde, welche auch die gesuchte Begegnungsfläche zweier gleichzeitig entstandener und in gleicher Weise weitergewachsener Sphärolithe sein müßte.

In dem mehr komplizierten Falle, wenn von zwei sich zur Zeit proportional erweiternden Kreisen der eine später entstände als der andere, würden wir in der ersten Gleichung $f\ (t,\ t_0)$ durch kt (t_0 nehmen wir $= 0$ an), in der zweiten die entsprechende Funktion durch $k\ (t-t_1)$ ersetzen müssen; also:

$$x^2 + y^2 = k^2 t^2$$
$$(x-a)^2 + y^2 = k^2 (t-t_1)^2.$$

Durch Elimination von t erhielten wir eine Kurve zweiter Ordnung. Diese Kurve würde, wenn der Entstehungspunkt des zweiten Kreises außerhalb des ersten zu liegen käme, eine Hyperbel, wenn er auf der Peripherie des ersten Kreises liegen sollte, eine mit der Verbindungslinie der Kreiszentren zusammenfallende Gerade, und wenn er innerhalb des ersten Kreises fiele, eine Ellipse sein. Durch Rotation würden wir, in den beiden ersten Fällen (der letzte käme natürlich, was die Begegnungsfläche der Sphärolithe anbelangt, nicht in Betracht), entweder eine mit ihrer offenen Seite der später entstandenen Sphäre zugewandte und die Verbindungslinie der beiden Kreiszentren in zwei ungleiche Abschnitte (von denen der größere der früher entstandenen Sphäre angehören würde) teilende Schale eines zweischaligen Rotations-Hyperboloids, oder aber eine Gerade erhalten, die mit demjenigen Radius der früher entstandenen Sphäre zusammenfallen müßte, auf welchem der Entstehungspunkt der zweiten Sphäre liegen sollte.

Dieselben Kurven bekäme man, wenn zwei Kreise von ungleichzeitiger Entstehung mit beliebig wechselnder, aber für beide Kreise stets (d. h. in einem jeden gegebenen Augenblick) gleicher Geschwindigkeit aufeinander zuwachsen würden. Hier würden wir die Zeitfunktion der ersten Gleichung durch r, die der zweiten durch $r-r_1$ ersetzen, wo r als veränderliche, r_1 (der Radius des ersten Kreises im Augenblick der Entstehung des zweiten) als konstante Größe aufzufassen wären. Unsere Gleichungen müßten demnach folgendes Aussehen haben:

$$x^2 + y^2 = r^2$$
$$(x-a)^2 + y^2 = (r-r_1)^2.$$

Die Elimination von r würde auch hier, wie leicht ersichtlich, eine Kurve zweiter Ordnung ergeben, die, wie im vorhergehenden Falle, je nachdem eine Ellipse, eine Gerade oder aber eine Hyperbel sein müßte. Die Exzentrizität dieser letzteren, deren Fokusse, wie sich auf mathematischem Wege nachweisen läßt, mit den Zentren der beiden Kreise zusammenfallen würden (als konkreter Fall wäre für uns nur derjenige Hyperbelzweig von Bedeutung, dessen Fokus im Mittelpunkt des später entstandenen Kreises, d. h. dem Krystallisationszentrum des zweiten Sphäroliths liegen würde), ließe sich

durch $\frac{a}{r_1}$ ausdrücken, wenn a der Abstand zwischen den beiden Kreiszentren, r_1 die Differenz der Radien der beiden Kreise wären, welche letztere (d. h. die Differenz) ausschließlich von dem Zeitunterschied in der Entstehung der beiden Kreise resp. Sphärolithe abhängen würde. Die Exzentrizität müßte also nur von dem Abstand zwischen den Kreiszentren und der Radiendifferenz (resp. dem Zeitunterschied in der Entstehung der beiden Kreise) abhängen. Sie würde mit zunehmender Größe von a größer, mit zunehmender Größe von r_1 kleiner werden, müßte aber, so lange wir es mit einer Hyperbel zu tun hätten, stets größer als 1 sein, d. h. es müßte $a > r_1$ sein. Würde $r_1 = o$ werden, so müßte die Exzentrizität $= \infty$ werden und die Hyperbel würde sich in zwei zusammenfallende, von den Kreiszentren gleich weit entfernte und zur Verbindungslinie der letzteren senkrechte Gerade verwandeln; wir hätten es also dann mit dem ersten besprochenen Fall zu tun.[1])

Wir hätten also, falls uns die Wachstumsbedingungen zweier, aneinander stoßender, zentrogener Sphärolithe bekannt wären, die Möglichkeit, ihre Begegnungsfläche durch zweckentsprechende Veränderung der Zeitfunktion, unter fast beliebig komplizierten Bedingungen zu ermitteln.

Könnten wir aber daraus nicht mit einigem Rechte den umgekehrten Schluß ziehen, daß auch aus einer gegebenen Begegnungsfläche zweier Sphärolithe ihre Wachstumsbedingungen herzuleiten seien?

Freilich könnten einerseits dieselben Begegnungsflächen unter sehr verschiedenen Wachstumsverhältnissen entstehen, andrerseits müßten wir gewiß erwarten, komplizierte Verhältnisse, bei der geringen Regelmäßigkeit natürlicher Gebilde, auf diesem Wege überhaupt nicht entziffern zu können.

Doch muß dazu bemerkt werden, daß erstens eine Reihe von leicht erkennbaren Grundbedingungen, wie z. B. die Gleichheit der Wachstumsbedingungen der meisten, unter natürlichen Verhältnissen aufeinander einwirkenden Sphärolithe, die möglichen Fälle auf ein Minimum reduzieren wird und daß es sich, auch in den besten

---

[1]) Ich habe diesen Fall besonders berücksichtigt, weil er mir, wie das Folgende zum Teil ergeben wird, die in der Natur obwaltenden Verhältnisse wiederzugeben scheint.

Fällen, doch nur um die Ermittlung des allgemeinen Ganges der Krystallisation handeln werde, der aber in vielen Fällen, auch bei nicht allzu großer Deutlichkeit der Erscheinung, auf diese Weise aufgeklärt werden dürfte.

In dieser Beziehung könnten schon die Unbeständigkeit der gegenseitigen Berührungsflächen gleichartiger Sphärolithe einer bestimmten Bergart und die Veränderung dieser Flächen, in strengem Zusammenhang mit der Veränderung der einen oder der anderen Eigentümlichkeit der sich gegenseitig deformierenden Sphärolithe, also z. B. mit der Veränderung ihrer Größendifferenz, recht wichtige Fingerzeige geben.

Wir brauchten z. B. nur festzustellen, daß in einer gegebenen Bergart gleich große Sphärolithe Ebenen als Berührungsflächen aufweisen, während Sphärolithe von verschiedenen Dimensionen, bei ihrer Berührung, hyperboloidale oder doch ähnliche Flächen ergeben, welche letztere mit ihrer offenen Seite (ich spreche natürlich nur von der einen, für unseren Fall in Betracht kommenden Schale eines zweischaligen Rotations-Hyperboloids) stets dem kleineren, d. h. dem offenbar später entstandenen Sphärolith zugewandt sind, um daraus, auf Grund der eben angestellten Betrachtungen, direkt auf ihre zentrogene Entstehung zu schließen.

Zu demselben Schlusse müßten wir selbstverständlich auch dann gelangen, wenn wir infolge der Seltenheit oder des völligen Fehlens gleich großer Sphärolithe, an der Grenze zusammenstoßender Sphärolithe, nur hyberboloidale, mit ihrer offenen Seite dem kleineren Sphärolith zugewandte Flächen von verschiedener Exzentrizität (die sich in der Stärke der Krümmung äußern würde) beobachten sollten; falls mit dem Größerwerden der Exzentrizität der Abstand zwischen den Zentren der sich berührenden Sphärolithe, im Verhältnis zu ihrer Radiendifferenz, wachsen würde (d. h. $\frac{a}{r_1}$ größer werden sollte) und umgekehrt, das Kleinerwerden dieser Größe (d. h. das Kleinerwerden von $\frac{a}{r_1}$) einer Abnahme der Exzentrizität der erwähnten Berührungsflächen entsprechen würde. Bei annähernd gleicher Radiendifferenz der zu vergleichenden Sphärolithenpaare könnten wir uns schon mit dem Studium der Abhängigkeit der Exzentrizität von dem Zentrenabstand der zusammenstoßenden Sphärolithe allein begnügen, bei

mehr oder weniger gleichem Zentrenabstand hingegen allein mit der Erforschung der Abhängigkeit der letzteren von der Radiendifferenz.

Schließlich könnte schon eine den theoretischen Forderungen entsprechende Lage einer hyperboloidalen Begegnungsfläche, d. h. eine solche Lage, bei welcher die offene Seite der in Rede stehenden Hyperboloidschale dem kleineren Sphärolith zugewandt wäre und bei welcher der Durchschnittspunkt der Verbindungslinie der Sphärolithenzentren mit der Schale des Hyperboloids näher zum Zentrum des kleineren Sphäroliths liegen würde, als zu dem des größeren (oder aber, was ja schließlich dasselbe wäre, näher zum Durchschnittspunkt des Außenrandes des kleineren Sphäroliths mit der Verlängerung der Verbindungslinie der Zentren, als zu dem analogen Punkt an der Oberfläche des größeren Sphäroliths), meiner Ansicht nach als völlig genügender Beweis dafür betrachtet werden, daß eine solche Fläche ihre Entstehung einer zentrogenen Krystallisation der sie bildenden Sphärolithe zu verdanken habe.[1])

Der bequemeren Ausdrucksweise halber habe ich als Beispiel absichtlich die Veränderung der Größendifferenz der sich berührenden Sphärolithe gewählt, obwohl eine entsprechende Veränderung der Differenz der Abstände zwischen den Sphärolithenzentren und dem gemeinsamen Berührungspunkt der Sphärolithe auf der Verbindungslinie ihrer Zentren selbstverständlich nicht weniger wertvoll und überzeugend sein dürfte. Diese Differenz wäre nämlich der Radiendifferenz stets gleich und würde wie diese ausschließlich nur von der Zeitdifferenz, in der Entstehung der beiden aneinander stoßenden gleichartigen Sphärolithe, abhängen. Beim Studium natürlicher Kugelbildungen dürfte letzterer Fall eine besondere Berücksichtigung verdienen, da ein das Ende der sphärolithischen Krystallisation bezeichnender Außenrand durchaus nicht allen Sphärolithen in gleichem Maße eigen ist, öfters nur sehr undeutlich hervortritt und bei einer dicht gedrängten Lage der Krystallisationszentren mitunter sogar gänzlich fehlt.

Hätten wir nun aber den beständigen Zusammenhang hyperboloidaler Begegnungsflächen mit einer zentrogenen Krystallisationsweise an einer genügenden Anzahl von Beispielen ein- für allemal

[1]) In ähnlicher Weise könnten auch die Lage der Fokusse (Krystallisationszentren), die Beziehungen zwischen der Krümmung der Hyperboloidschalen und dem Abstand der Fokusse von den Scheitelpunkten usw. für die Bestimmung der Entstehungsweise von Berührungsflächen verwertet werden.

festgestellt, so könnten wir späterhin von einer genaueren Untersuchung in einem jeden Einzelfalle absehen und den hyperboloidalen Charakter einer Berührungsfläche schon an und für sich als Beweis einer zentrogenen Entstehung zweier zusammentreffender Sphärolithe betrachten. Freilich dürfte die Lage der betreffenden Berührungsfläche den theoretischen Forderungen nicht widersprechen.

Die vorgeschlagene Methode müßte uns somit in ihrer weiteren Entwicklung die Möglichkeit geben, die zentrogene Entstehungsweise sich in ihrer Ausbildung gegenseitig behindernder Sphärolithe selbst dann noch sicher festzustellen, wenn die konzentrische Struktur aus dem einen oder dem anderen Grunde völlig fehlen sollte (ein übrigens bekanntlich nicht gerade seltener Fall).

Um den praktischen Wert dieser letzteren theoretischen Betrachtungen besser zu prüfen, d. h. um mich von dem Fehlen irgendwelcher unvorhergesehener Einflüsse zu überzeugen, welche die regelmäßige Entwicklung der Sphärolithe in natürlichen Verhältnissen beeinträchtigen und die Ausbildung ihrer Begegnungsflächen in bedeutendem Maße komplizieren könnten, unternahm ich eine Reihe von Versuchen mit der Herstellung künstlicher Sphärolithe von zentrogenem Typus.

Als Untersuchungsobjekte dienten mir die verschiedenen, Sphärolithe bildenden Modifikationen des Schwefels, welche unter Einhaltung gewisser elementarer Bedingungen recht gute zentrogene Sphärolithe direkt zwischen Objekt- und Deckglas geben. Letzterer Umstand hat den großen Vorteil, daß die zu untersuchenden Objekte nicht erst geschliffen zu werden brauchen (was für manche Substanzen mit ernstlichen Schwierigkeiten verbunden sein würde), und daß sämtliche unter solchen Bedingungen entstehende Sphärolithe, dank ihrer Ausbildung in einer dünnen Lage krystallisierender Substanz, mit ihren Zentren nolens volens in die Ebene des Präparates zu liegen kommen.

Die Bedingungen, unter welchen der Schwefel bei seiner Krystallisation unter dem Mikroskop die gewünschten Modifikationen gibt, — es ist zu bemerken, daß von den sechs Modifikationen, die sich bei der Krystallisation des Schwefels aus seinem Schmelzfluß bilden, nur drei, und zwar die radialfaserige rhombische, die radialfaserige monokline und die konzentrisch-schalige (nach Brauns wahrscheinlich auch monokline), für das Studium der sphärolithischen Krystallisation verwertet werden können — sind schon von Brauns

eingehend behandelt worden.[1]) Ich werde mich daher nur auf einige kurze Hinweise beschränken, die aber für die Herstellung für unsere Zwecke geeigneter Präparate hinreichen dürften.

Diese zum Teil ebenfalls der Braunsschen Schrift entlehnten Hinweise lassen sich in folgendem zusammenfassen.

Ein kleines Stückchen gewöhnlichen, reinen Schwefels wird auf einem Objektträger in einen bis zu einem bestimmten Wärmegrad (welcher bekannterweise die Ausbildung des Schwefels, in der einen oder in der anderen von den erwähnten Modifikationen, bedeutend beeinflußt) erhitzten Trockenschrank eingeführt. Ist der Schwefel geschmolzen, so bedeckt man das auf diese Weise entstandene Tröpfchen vorsichtig mit einem vorher über einer Gasflamme erhitzten, möglichst glatten Deckgläschen, welches man, damit die Schwefelschicht dünn genug werde, vorsichtig gegen den Objektträger festdrückt. Man läßt das Präparat noch einige Zeit in der gewünschten Temperatur und überträgt es dann schnell auf eine dicke Metallplatte, oder aber direkt auf das Tischchen des Mikroskops, indem man es so einer schnellen Abkühlung aussetzt. Da die Einfachheit und Regelmäßigkeit der Berührungsflächen, wie meine Versuche gezeigt haben, zum Teil von der Glätte der benutzten Objektträger und Deckgläser abzuhängen scheinen, so sollte man sich nur spiegelgläserner Objektträger bedienen und auch diese vorher einer sorgfältigen Prüfung unterwerfen.[2]) Will man mehrere, mit ihren Zentren in einer Linie gelegene Sphärolithe erhalten (wie etwa auf Tafel V, Fig. 3), so tut man gut, auf dem Objektträger vermittelst eines Schreibdiamanten eine oder mehrere ganz leichte Ritzen aufzutragen.

Unterhält man im Trockenschrank eine Temperatur von annähernd 140°, so gibt der Schwefel unter den eben angegebenen Bedingungen fast stets eine gewisse Menge seiner radialfaserigen monoklinen Modifikation. Erhitzen wir ihn aber bis zu 155—160°, so erhalten wir bei sonst gleichen Bedingungen hauptsächlich die

[1]) R. Brauns, Beobachtungen über die Krystallisation des Schwefels aus seinem Schmelzfluß. N. Jahrb. f. Min. u. Pal., XIII, Beil. Bd. 1899—1901, pag. 39—89. Dieser Schrift entlehne ich auch die Bezeichnungen der verschiedenen Modifikationen, deren ich mich in meinem Aufsatze bediene.

[2]) Die Glätte der Objektträger läßt sich ganz gut auf Grund der ihnen eigenen Adhäsion feststellen. Ein guter Objektträger von Spiegelglas muß nämlich mindestens zehn bis fünfzehn ähnliche Objektträger von mittlerer Dicke zu heben imstande sein.

radialfaserige rhombische und die konzentrisch-schalige Modifikation, wobei letztere aber gewöhnlich vorherrscht. Bei Temperaturen etwas über 160° krystallisiert der Schwefel in denselben Bedingungen schon fast ausschließlich in seiner konzentrisch-schaligen Modifikation. Speziell für unsere Zwecke dürften gerade diese beiden letzten Modifikationen am besten geeignet sein, da die radialfaserige monokline, obwohl sie mitunter ganz gute Sphärolithe gibt, infolge ihrer bedeutenden Krystallisationsgeschwindigkeit uns die Möglichkeit nimmt, das Wachsen ihrer Sphärolithe unter dem Mikroskop zu verfolgen. Von diesem Standpunkt aus dürfte es vielleicht am geeignetsten erscheinen, den Schwefel bis zu einer Temperatur von 155—160° zu erhitzen. Die Praxis lehrt aber, daß auch niedrigere Temperaturen gewisse Vorzüge zu haben scheinen. So scheinen z. B. die bei niedrigeren Temperaturen gebildeten Berührungsflächen, wenigstens meinen Resultaten nach zu urteilen, in der Regel weniger kompliziert und auch die Sphärolithe selbst von Rissen weniger verunstaltet zu sein. Ich muß daher auf eine bestimmtere Angabe der für unsere Zwecke günstigsten Temperatur, einstweilen wenigstens, verzichten.

Vielleicht dürfte hier noch die Bemerkung am Platze sein, daß die wiedergegebenen Bedingungen, obwohl sie die Krystallisation der erwähnten Modifikationen entschieden begünstigen, dennoch die Möglichkeit der Entstehung auch noch der einen oder der anderen von den sechs genannten Modifikationen in keiner Weise ausschließen.[1]) Daher müssen wir natürlicherweise erwarten, daß man stets eine ganz beträchtliche Anzahl einzelner Präparate wird herstellen müssen, ehe man gut ausgebildete Sphärolithe irgend einer bestimmten Modifikation in gegenseitiger Berührung erhalten wird. Die Untersuchung wird übrigens durch den Umstand einigermaßen vereinfacht, daß bereits erstarrte Präparate, die keine erwünschten Resultate gegeben, wiederholt von neuem erhitzt werden können, wonach sie nicht selten ein ganz anderes Krystallisationsbild geben.

Die Versuche, die ich in der eben angegebenen Richtung anstellte, bestätigten meine Vermutungen vollkommen.

---

[1]) So werden z. B. die radialfaserige rhombische sowie auch die konzentrischschalige Modifikation, besonders aber die letztere, fast stets auch bei bedeutend niedrigeren (als 155°) Temperaturen beobachtet. Die konzentrisch-schalige Modifikation herrschte bei mir nicht selten schon bei einer Temperatur von 120—130° vor.

Die Entstehung der Sphärolithe und ihr Weiterwachsen bis zur gegenseitigen Berührung konnten hierbei unter dem Mikroskop direkt beobachtet werden, so daß die Bildungsweise der verschiedenen Berührungs- oder wohl richtiger Begegnungskurven (als welche die Berührungsflächen im Querschnitt erscheinen mußten) unmittelbar kontrolliert werden konnte.

Es zeigte sich hierbei, daß zwei gleichartige, gleichzeitig entstandene Sphärolithe tatsächlich in einer, sich von einer Geraden nur wenig unterscheidenden Linie zusammentreffen, und daß ferner die Begegnungslinie zweier gleichartiger Sphärolithe, von ungleichzeitiger Entstehung, eine hyperbelähnliche, mit ihrem Scheitel dem früher entstandenen Sphärolith zugewandte Linie ist, deren Krümmung umso stärker, je kleiner das Verhältnis zwischen dem Zentrenabstand der zusammentreffenden Sphärolithe und ihrer Radiendifferenz ist.

Ich gestatte mir, das Gesagte durch einige Beispiele zu veranschaulichen.

Auf Fig. 1, Taf. V sehen wir die Begegnungslinie zweier, fast gleichzeitig [1]) entstandener Sphärolithe der radialfaserigen rhombischen Schwefelmodifikation. Die Entstehungspunkte der beiden Sphärolithe liegen ungefähr in a und in b. Sie kamen beim Photographieren außerhalb des Sehfeldes zu liegen, da sie sich, wie dies nicht selten der Fall ist, am äußersten Rande des Deckgläschens befanden. Die Begegnungslinie cd ist im gegebenen Falle eine die Verbindungslinie der beiden Sphärolithenzentren halbierende ($ac = cb$) und zu ihr senkrechte Gerade, wie die Theorie es verlangt. Andere Beispiele von Begegnungslinien gleichzeitig entstandener Sphärolithe finden wir auf Fig. 3, Taf. V, wo die Gerade op die zu ihr senkrechte Verbindungslinie bc der beiden Zentren b und c, zweier gleichzeitig entstandener Sphärolithe der nämlichen Schwefelmodifikation, gleichfalls halbiert ($bh = hc$), und den Fig. 4 und 5 der Taf. V, deren der konzentrisch-schaligen Modifikation angehörende Sphärolithe a_1 [2]) und a_2, ihrer annähernd gleichzeitigen Entstehung entsprechend, voneinander durch gerade und den vorhergehenden analog gelegene Begegnungslinien getrennt sind.

---

[1]) Der Krystallisationsgang sämtlicher auf Tafel V dargestellter Schwefelsphärolithe wurde unter dem Mikroskop direkt beobachtet.

[2]) Ich werde, wo dies der Kürze wegen geboten scheint, die Sphärolithe einfach nach ihren Zentren benennen.

Die Fig. 2, 4 und 5 der Taf. V geben eine Reihe von Begegnungskurven ungleichzeitig entstandener Sphärolithe der radialfaserigen rhombischen (Fig. 2) und der konzentrisch-schaligen (Fig. 4 und 5) Modifikation wieder. Sie sind, wie auch alle übrigen photographischen Abbildungen des Schwefels, im parallelen polarisierten Lichte aufgenommen. Die Entstehungspunkte der später entstandenen Sphärolithe a, a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6 und a_7 liegen alle im Sehfeld des Mikroskops, während die Entstehungspunkte der früher entstandenen Sphärolithe sich nur in drei Fällen, und zwar für die Begegnungskurve cde der Fig. 2 (der erste Entstehungspunkt liegt hier in b) und für die beiden, von den Sphärolithen a_6 und a_7 mit den Sphärolithen a_4 und a_3 gebildeten Begegnungskurven der Fig. 4 (erste Entstehungsörter sind hier a_4 und a_3) innerhalb des Sehfeldes, in allen übrigen dagegen außerhalb desselben befinden. Sie liegen nämlich: für Fig. 4 — in den Punkten b_1 und b_2, auf der Verlängerung der Geraden a_1b_1, a_2b_1, a_3b_1 und a_4b_2, a_5b_2, welche in den eben genannten Punkten b_1 und b_2 zusammentreffen; für Fig. 5 — in einem Punkte b. welcher der Durchschnittspunkt der Geraden a_1b und a_2b ist. Die erwähnten Geraden sind, nebst den entsprechenden Geraden ab der Fig. 2 sowie a_7a_3 und a_6a_4 der Fig. 4, die Verbindungslinien der Zentren der zusammentreffenden Sphärolithe. Alle soeben beschriebenen Berührungskurven der Fig. 2, 4 und 5 (Fig. 5 gibt die Sphärolithe a_1 und a_2 der Fig. 4 bei stärkerer Vergrößerung wieder) stellen hyperbelähnliche Linien vor, deren Scheitel stets dem früher entstandenen, deren Öffnungen dagegen immer dem später entstandenen Sphärolith zugewandt sind (deren Fokusse folglich auf der Seite des letzteren liegen). Diese hyperbelähnlichen Linien teilen die Verbindungslinien der Sphärolithenzentren in zwei Abschnitte, von denen der kleinere stets dem später entstandenen Sphärolith angehört ($ad < db$ usw.), ganz so, wie dies theoretisch vorausgesetzt wurde. Begegnungskurven von Sphärolithen ungleichzeitiger Entstehung sehen wir auch auf Fig. 3 der Taf. V, welche infolge ihrer abweichenden Bezeichnungsweise einer besonderen Besprechung bedarf. Die Zentren der an der Bildung dieser Kurven beteiligten Sphärolithe der radialfaserigen rhombischen Schwefelmodifikation a, b, c, d, e und f liegen sämtlich auf der Geraden af, welche aus den aufeinander folgenden Verbindungslinien der paarweise zueinander gehörigen Sphärolithenzentren zusammengesetzt ist. Die Linien mgn,

qir und *skt* (die bereits erwähnte Gerade *op*, sowie die gleichfalls gerade, gemeinsame Berührungslinie der Sphärolithe *e* und *f* ($el = lf$) sind Begegnungslinien gleichzeitig entstandener Sphärolithe) sind hyperbelähnliche Kurven, deren Lage auch hier den Forderungen der Theorie vollkommen entspricht ($ag < gb$, $ci < id$, $dk < ke$; Fokusse — bei *a*, bei *c* und bei *d*).

Die hyperbelartigen Kurven der verschiedenen Figuren, sowie auch die verschiedenen Kurven ein und derselben Figur unterscheiden sich voneinander mehr oder weniger bedeutend, was hier hauptsächlich von der Verschiedenheit der Zeit- und Ortsbedingungen bei der Entstehung der sie bildenden Sphärolithe abhängt. So ist die größere Krümmung der hyperbelähnlichen Linien, welche die Sphärolithe der Fig. 4 und 5 der Taf. V begrenzen, im Vergleich zu derjenigen der übrigen Kurven der nämlichen Tafel, besonders aber die größere Krümmung der hyperbolischen Kurve der zweiten Figur, im Vergleich zu der Krümmung der besprochenen Kurven von Fig. 3, sowie die größere Krümmung der Kurve *skt* dieser letzteren Figur, im Vergleich zu derjenigen der beiden anderen Kurven derselben, fast ausschließlich das Resultat des Kleinerwerdens von $\frac{a}{r_1}$, das heißt des Kleinerwerdens des Verhältnisses zwischen dem Zentrenabstand der zusammentreffenden Sphärolithe und ihrer Radiendifferenz. Dies läßt sich durch die direkte Bestimmung der erforderlichen Größen auf dem Wege einer mikrometrischen Messung unter dem Mikroskop mit der größten Sicherheit nachweisen. Eine solche Messung ergab unter anderem, wenn wir die Kurve *skt* der Fig. 3 als Beispiel nehmen, für *a* (in Millimetern ausgedrückt) 0,26, für r_1 $0,\bar{1}$, wonach $\frac{a}{r_1} = 2,6$. In gleicher Weise erhielt ich für die Kurve *qir* derselben Figur $\frac{a}{r_1} = 41$, für die Kurve der zweiten Figur $\frac{a}{r_1} = 1,8$ usw. Diese Größen geben nicht nur die ungefähre Ab- oder Zunahme der Krümmung der betreffenden Kurven wieder, sondern entsprechen auch tatsächlich dem wirklichen Charakter der letzteren, indem die auf Grund solcher Größen auf rein theoretischem Wege konstruierten Kurven sich von denen natürlicher Entstehung um ein für natürliche Verhältnisse jedenfalls recht Geringes unterscheiden. Dadurch dürfte aber, meine ich, der endgültige Beweis für die Richtigkeit der hier

vertretenen Anschauung, über das Wesen der Berührungsflächen zusammentreffender Sphärolithe zentrogener Entstehung zum Teil jedenfalls erbracht sein.

Einen weiteren Umstand, welcher das äußere Aussehen und die regelmäßige Ausbildung der Begegnungskurven manchmal in sehr hohem Grade zu beeinflussen imstande ist, bilden die mannigfachen Krystallisationsunregelmäßigkeiten und sonstigen, nie vorauszusehenden Zufälligkeiten, die in den Bedingungen unseres Versuches nie völlig auszuschließen sein werden. Auf den photographischen Abbildungen, die dieser Schrift beigefügt sind, äußern sich diese Einflüsse nur in ganz unbedeutenden, kaum nennenswerten Deformationen, von denen die kleine Unregelmäßigkeit in der Biegung der Begegnungskurve des Sphäroliths a_3 der Fig. 4 und die nachträgliche Verzerrung der Krystallisationszentren der Sphärolithe a_1 und a_2 der Fig. 4 und 5 vielleicht die bedeutendsten sind. Dafür habe ich aber in einem dasselbe Thema behandelnden Aufsatz in russischer Sprache[1]) zwei stärker verunstaltete Begegnungskurven als Beispiele angeführt.

Es möge daher an dieser Stelle besonders darauf hingewiesen sein, daß die Entstehung einfacher und gut ausgebildeter Begegnungskurven eine durchaus nicht häufige und vom Zufall nur allzu abhängige Erscheinung ist. Die Vollkommenheit der auf meiner Tafel abgebildeten Begegnungskurven erklärt sich eben, zum Teil wenigstens, aus der großen Zahl der von mir zu diesem Zwecke hergestellten Präparate.

Was die Wahl der Beispiele selbst betrifft, so mußte ich mich hierbei in erster Linie von der photographischen Qualität der infolge der geringen Beständigkeit der Präparate mitunter sehr schwer zu erzielenden Aufnahmen leiten lassen, welche aber nicht immer einem gleichen Wert der abgebildeten Kurven entsprach.

Die am Schwefel unter dem Mikroskop angestellten Krystallisationsversuche lenkten übrigens, ganz abgesehen von der Erzielung

---

[1]) Boris Popoff, Eine neue Untersuchungsmethode der Sphärolithbildungen. Trav. d. l. Soc. Imp. d. Nat. d. St. Pétersbourg, vol. XXXIII, livr. 5, Taf. II (I) nebst Erklärung. Fig. 2 kann als Beispiel einer auf Deformation beruhenden, leichten Abrundung und Ablenkung der beiden Enden des Hyperbelzweiges (*cde*) dienen, die bei *e* am deutlichsten hervortritt; Fig. 3 dagegen als Beispiel einer merklichen Verschiebung des Krystallisationszentrums bei gleichzeitiger Verzerrung der Begegnungskurve, was im gegebenen Falle mit dem Rissigwerden des Präparates in Verbindung steht.

der eben beschriebenen Begegnungskurven, meine Aufmerksamkeit noch auf einen Umstand hin, welcher auf die Richtigkeit der bei Beginn dieser Schrift ausgesprochenen Vermutungen hinweisen dürfte. Es konnte nämlich konstatiert werden, daß die konzentrischen Risse an den Sphärolithen der konzentrisch-schaligen Schwefelmodifikation, die nicht selten bereits während der Krystallisation der Sphärolithe entstehen, von einem im Wege stehenden Hindernisse quer abgestutzt werden, ganz in derselben Weise, wie dies weiter oben vorausgesetzt wurde und die Textfigur 1 es wiedergibt.[1])

Die Bestätigung eines großen Teiles der weiter oben gezogenen Schlüsse, auf dem Wege des direkten Versuches gestattet uns dieselben mit umso größerem Vertrauen zur Untersuchung natürlicher Bildungen heranzuziehen.

Die Herstellung für die Untersuchung geeigneter Präparate, durch das Zentrum oder die Zentren in ihrer regelmäßigen Ausbildung behinderter natürlicher Sphärolithe, wird gewiß stets einige Schwierigkeiten darstellen, doch lassen sich letztere, wie ich mich persönlich davon überzeugen konnte, so lange man es mit größeren Objekten zu tun hat, ganz gut überwinden. Man muß nur mit der nötigen Vorsicht zu Werke gehen.

So tut man unter anderem gut, einen zu untersuchenden Sphärolith nicht gleich von Anfang an in zentraler Richtung, sondern besser etwas zur Seite vom Zentrum zu durchschneiden. Hat man es mit zwei sich berührenden Sphärolithen zu tun, so ist der Schnitt parallel zur Verbindungslinie der Zentren, in einem gewissen Abstande von der letzteren, durchzulegen. Die völlige Annäherung zum Zentrum (resp. den Zentren) soll einzig und allein durch ein allmähliches Anschleifen bewerkstelligt werden. Dies gibt uns die Möglichkeit, etwaige Fehler in der Lage der Schnittfläche zu ver-

---

[1]) Augenblicklich beschäftige ich mich auch mit der Krystallisation künstlicher Sphärolithe von koriogenem Typus; die erhaltenen Resultate sind aber einstweilen noch sehr bescheiden. Doch scheinen sie die faktische Möglichkeit einer Entstehung von Sphärolithen bei der Krystallisation in tropfenförmigem Zustande befindlicher Substanzen bereits zu bestätigen. Ich verzichte hier auf eine genauere Wiedergabe der von mir angestellten, obwohl noch nicht abgeschlossenen Versuche, zum Teil schon deshalb, weil die in Betreff der koriogenen Krystallisation gemachten Vermutungen zu elementarer Natur sein dürften, um eine besondere Prüfung zu beanspruchen.

bessern, die bei der vorausgehenden, immer nur annähernden Bestimmung der Zentrenlage nie ganz auszuschließen sind.

Beim Studium sehr kleiner und dazu noch dicht gehäufter Sphärolithe dürfte die Anwendbarkeit dieses Verfahrens öfters in hohem Grade eingeschränkt sein, dafür werden wir aber in solchen Fällen auf einer gewissen Anzahl von Schliffen stets eine oder mehrere Stellen treffen, die zur Untersuchung taugen.

Kleine Abweichungen von der idealen Schnittrichtung müßten übrigens nicht viel zu sagen haben, da es sich bei der Untersuchung nicht um eine mathematisch genaue, sondern mehr um eine approximative Bestimmung der Berührungslinie eines Sphäroliths mit einem Hindernisse handeln wird; in sehr vielen Fällen sogar nur um eine ganz allgemeine Bestimmung der Beeinflussung des inneren konzentrischen Baues eines Sphäroliths von einem äußeren Hindernis. Der allgemeine Charakter einer zentrogenen Begegnungsfläche dürfte aber nicht selten auch in ziemlich exzentrischen Schnitten immer noch richtig erkannt werden, da eine Ebene ja in allen Schnitten eine Gerade, die Schale eines zweischaligen Rotations-Hyperboloids in Schnitten parallel zur Achse immer noch eine Hyperbel, in zur Achse nicht allzu stark geneigten Schnitten eine Parabel geben wird.

Da die Frage von der Bedeutung äußerer, die regelmäßige Ausbildung der Sphärolithe beeinträchtigender Hindernisse für die Erklärung der Entstehungsweise der Sphärolithe selbst in der bisherigen Literatur über Kugelbildungen noch nicht erhoben wurde, so fand auch die Beeinflussung der Sphärolithe durch äußere Hindernisse noch keine genügende Berücksichtigung. Ich mußte mich daher einstweilen damit begnügen, die hier vorgeschlagene Methode auf eine verhältnismäßig unbedeutende Anzahl von sphärolithischen Gesteinen anzuwenden, die sich zufällig in den Sammlungen des Geologischen Instituts der St. Petersburger Universität erwiesen. Diese kleine Sammlung wurde später noch durch ein Handstück des sphärolithischen Felsits von Magnitnaja und einige diesem Gestein entnommene Sphärolithe ergänzt, welche Herr Akademiker Karpinsky in liebenswürdigster Weise zu meiner Verfügung stellte.

Die Untersuchung dieser Bergarten gab folgende Resultate.

Fast in sämtlichen Gesteinen, nämlich im Sphärolith-Tachylyt der Bergkette Sichota-Alin[1]) (Ussurigebiet), im Sphärolith-Felsit von Magnitnaja[2]) (Ural), im Kugelporphyr von Kurzo[3]) (Korsika), im sphärolithischen Granitporphyr von Otta[4]) (Korsika), in dem Variolit der Durance[5]) und dem von Jalguba[6]) (Gouvernement Olonetz), in dem Kugeldiorit (Korsit) von Santa Lucia[7]) (Korsika) und schließlich im Kugelgranit von Wirvik[8]) (Finnland) konnten tatsächlich durch äußere Hindernisse entstellte Sphärolithe entdeckt werden, deren Deformation stets von einer gegenseitigen Behinderung nebeneinander liegender Sphärolithe herrührte; und sie erwiesen sich, die Sphärolithe des Korsits und die des Wirviker Kugelgranits allein ausgenommen, alle als typische Sphärolithe zentrogener Entstehung. Die Sphärolithe des Kugelgranits von Wirvik mußten aber, da sie Spuren einer wenn auch magmatischen, so doch ihrer ursprünglichen Verfestigung gegenüber immerhin sekundären Verunstaltung an sich trugen (sie scheinen nämlich im Augenblick ihrer Deformation in einem teigförmigen Zustand gewesen zu sein), von der Untersuchung ganz und gar ausgeschlossen werden.

---

[1]) Vgl. P. N. Wenjukoff, Sphärolith-Tachylyt von Sichota-Alin im Ussurigebiet. Bull. d. l. Soc. Belge d. Géol. d. Paléont. et d'Hydrol., T. I, 1887, pag. 165 bis 176.

[2]) Vgl. J. Morozewicz, Le mont Magnitnaïa et ses alentours. Mém. d. Com. Géol. d. St. Pétersbourg, T. XVIII, 1, 1901, pag. 8—9.

[3]) Vgl. H. Vogelsang, Sitzungsb. d. niederrh. Ges. in Bonn. Sitz. v. 2. Aug. 1862, pag. 186—188.

H. Reusch, Note sur la Géologie de la Corse. Bull. d. l. Soc. Géol. d. Fr., Ser. 3. T. XI, 1882—1883, pag. 55—56.

[4]) Das Gestein wurde von mir auf Korsika als Gerölle (von etwa 60 *cm* im Durchmesser) im Bette des Portoflusses, etwas oberhalb der Ortschaft Otta, gefunden.

[5]) Vgl. Michel-Lévy, Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. d. l. Soc. Géol. d. Fr., 1876—1877, Ser. 3, T. V, pag. 232—266.

[6]) Vgl. A. Inostranzeff, Über Variolit. Verhandl. d. Kais. russ. min. Ges. zu St. Petersburg, Ser. 2, IX. Teil, 1874, pag. 1—28.

F. Loewinson-Lessing, Die Variolite von Jalguba im Gouvernement Olonetz. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., VI, 1884, pag. 281—300.

[7]) Vgl. A. Delesse, Sur la diorite orbiculaire de Corse. Compt. rend. d. l'acad. d. Sc., T. XXVII, 1848, pag. 411—413.

H. Reusch, Ibid. pag. 59—61.

[8]) Vgl. B. Frosterus, Über ein neues Vorkommnis von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finland, nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., XIII. Bd., 1892, pag. 178—210.

Das Prinzip der Abhängigkeit der konzentrischen Struktur der Sphärolithe von äußeren Hindernissen konnte nur auf die Sphärolithe des Sichota-Aliner Tachylyts und die des Sphärolith-Porphyrs von Kurzo angewandt werden, da von den hier aufgezählten Gesteinen nur diese beiden zentrogene Sphärolithe mit deutlich genug ausgebildeter konzentrischer Struktur enthalten.

Fig. 6 der Taf. V gibt eine deutliche Vorstellung von dem allgemeinen Charakter der an zusammentreffenden Sphärolithen (*a* und *b*) des Tachylyts vom Sichota-Alin bemerkbaren Abstutzung der Außenzonen (*f* und *g*) an der gemeinsamen Berührungslinie (*cde*) solcher Sphärolithe. Er steht mit den theoretischen Forderungen in dem besten Einklange. Weniger deutlich tritt die Unterbrechung der Außenzonen auf Fig. 1 der Taf. VI hervor, welche zwei zusammenstoßende Sphärolithe (*a* und *b*) des sphärolithischen Porphyrs von Kurzo wiedergibt. Übrigens muß ich bemerken, daß ich Präparate dieser Sphärolithe besitze, die sich durch eine nicht minder jähe Unterbrechung der konzentrischen Zonen auszeichnen als die auf Fig. 6, Taf. V abgebildete.

Dafür dient das auf Fig. 1, Taf. VI abgebildete Präparat aus dem Porphyr von Kurzo als gutes Beispiel für den geradlinigen Charakter der Begegnungskurve zweier gleichzeitig entstandener Sphärolithe (vergl. die zu Taf. VI gehörige Beschreibung). In dieser Beziehung boten übrigens die Sphärolithe des Porphyrs von Kurzo, welche mir zu Gebote standen, überhaupt keine große Abwechslung, da die Mehrzahl von ihnen, wie aus der Lage des Durchschnittspunktes der Begegnungskurve und der Verbindungslinie der Zentren zu folgern ist, von fast gleichzeitiger Entstehung ist. In den allerdings selteneren Fällen, wo die zusammentreffenden Sphärolithe sich in ihren Dimensionen voneinander etwas unterschieden und der eben erwähnte Durchschnittspunkt die Verbindungslinie der Zentren nicht mehr halbierte, krümmte sich die Begegnungskurve stets so, daß ihr Fokus auf die Seite des später entstandenen Sphäroliths zu liegen kam. Das Gleiche war auch an der gegenseitigen Berührungsgrenze derjenigen Sphärolithe des Sichota-Aliner Tachylyts zu beobachten, deren Entstehung keine ganz gleichzeitige gewesen sein kann. Die Linie *cde* der Fig. 6, Taf. V stellt gerade eine derartige, ihrer schwachen Krümmung wegen wenig charakteristische Kurve vor, deren Scheitel dem Sphärolith *a* zugewandt ist, während ihr Fokus

auf der Seite des Sphäroliths b liegt; im gegebenen Falle ist $ad > db$.

Das Studium der Sphärolithe des Sichota-Aliner Tachylyts und des Porphyrs von Kurzo lenkte somit, wie wir sehen, bereits die Aufmerksamkeit auf die Begegnungsfläche der Sphärolithe. Die wirkliche Bedeutung dieser Fläche für die Erklärung der Krystallisationsweise der Sphärolithe trat aber erst bei der Untersuchung von Sphärolithen hervor, die keine konzentrische Struktur besassen.

Äußerst günstige Objekte waren in dieser Hinsicht der Sphärolith-Felsit von Magnitnaja und der sphärolithische Granitporphyr von Otta.

Die Sphärolithe des Felsits von Magnitnaja gaben beim Zerschneiden und allmählichen Anschleifen ganz vorzügliche Kurven von hyperbolischem Habitus, deren Scheitel stets dem früher entstandenen Sphärolith (d. h. dem Sphärolith von größerem Radius) zugekehrt waren und deren Krümmung um so größer wurde, je kleiner das Verhältnis zwischen dem Zentrenabstand der zusammentreffenden Sphärolithe und ihrer Radiendifferenz war (d. h. je kleiner $\frac{a}{r_1}$ wurde). So ergab z. B. die Berechnung von $\frac{a}{r_1}$ für die Kurve cde der Fig. 4, Taf. VI (eine Begegnungslinie zweier Sphärolithe des Sphärolith-Felsits von Magnitnaja. Vgl. die dazu gehörige Beschreibung)[1]) die Größe — 1,23, während das nämliche Verhältnis für eine auf den beigegebenen Tafeln nicht abgebildete Kurve von stärkerer Krümmung nur $= 1{,}1$ war. Diese Zahlen entsprechen, wie dies auch beim Schwefel der Fall war, nicht nur einer allgemeinen Ab- oder Zunahme der Krümmung der untersuchten Kurven, sondern kommen dem wirklichen Charakter derselben so nahe, daß die rein theoretisch darnach konstruierten Hyperbelzweige sich mit den natürlichen fast zur Deckung bringen lassen, wobei auch die Fokusse der ersteren mit den Krystallisationszentren der die letzteren bildenden Sphärolithe mehr oder weniger zusammenfallen. Alles dies dient nicht nur als sicherer Hinweis auf die Entstehungsweise der Berührungsflächen, sondern bildet auch den einzigen unwiderleglichen

[1]) Ein anderes Beispiel einer Begegnungskurve (von ähnlicher Exzentrizität) zweier Sphärolithe des nämlichen Gesteins ist in meiner russischen Schrift gegeben. L. c. Taf. II (I), Fig. 9 nebst Erklärung.

Beweis für die zentrogene Entstehung dieser, fast jeglicher Struktur entbehrenden Sphärolithe.

Die Berührungskurven der Sphärolithe des Granitporphyrs von Otta konnten nur an mehr oder weniger zufälligen Schnitten mikroskopischer Präparate studiert werden, da die verhältnismäßig geringe Größe der Sphärolithe kein Anschleifen gestattete. Dessungeachtet genügte schon die Anfertigung von einem nicht einmal vollen Dutzend von Präparaten, um bei deren Durchsicht eine ganze Anzahl von für die Untersuchung vollkommen tauglichen Schnitten durch die Zentren (selbstverständlich nur annähernd) der aneinanderstoßenden Sphärolithe aufzufinden. Als am meisten verbreitet erwiesen sich in dieser Bergart Begegnungskurven von geradlinigem Charakter, welche die Verbindungslinie der Sphärolithenzentren unter einem nahezu rechten Winkel trafen und mehr oder weniger genau halbierten. Als Beispiel kann Fig. 2 der Taf. VI dienen, wo a und b die Zentren zweier, offenbar gleichzeitig entstandener Sphärolithe sind, die in der Linie cd zusammentreffen. Hier ist $ae = eb$. Bedeutend seltener waren Kurven von hyperbelähnlichem Habitus, welche dann stets eine den Forderungen der Theorie vollkommen entsprechende Lage einnahmen. Die dritte Figur der Taf. VI gibt uns einen Begriff davon. a bezeichnet auch hier das Zentrum des später entstandenen Sphäroliths ($ad < db$), welcher in der Kurve cde mit einem Sphärolith von früherer Entstehung zusammentrifft, dessen Zentrum auf der Verlängerung der Geraden ab, in einem Punkte b, außerhalb des Sehfeldes liegt. Die seitliche Verschiebung der Begegnungskurve im Sehfeld ist durch ihre randliche Lage im Präparat bedingt.[1]) Vgl. übrigens die zu Fig. 3 der Taf. VI gehörende Beschreibung.

Auf Grund ähnlicher Beobachtungen gelang es mir auch den zentrogenen Charakter der von mir untersuchten Sphärolithe aus den Varioliten von Jalguba und der Durance zu bestimmen.

Die Anwendung der neuen Methode gab uns also bereits die Möglichkeit, den allgemeinen Krystallisationsgang der einstweilen untersuchten Sphärolithe festzustellen. Doch legte sie auch ganz abgesehen davon einige Fakta an den Tag, die meiner Ansicht nach einiger Beachtung wert sind.

---

[1]) Ein weiteres Beispiel einer hyperbelartigen Kurve (aus demselben Gestein) findet sich in meinem russischen Aufsatz. L. c. Taf. II (I), Fig. 7.

Hier möge vor allem das quantitative Vorherrschen gerader Begegnungslinien Erwähnung finden, welches an den Sphärolithen einiger Bergarten zu konstatieren war. Indem es auf eine nahezu gleichzeitige Entstehung der meisten Sphärolithe der betreffenden Bergarten hinweist, dürfte es gleichfalls als Beleg für die Annahme betrachtet werden, daß der Krystallisation dieser Gesteine eine Übersättigung resp. Unterkühlung ihres Magmas vorausgegangen sei.

Nicht minder interessant ist übrigens auch der Charakter der Begegnungsflächen von Sphärolithen ungleichzeitiger Entstehung. Ihr hyperboloidaler Habitus dürfte nämlich am allernatürlichsten mit der Annahme in Zusammenhang gebracht werden, daß die radiale Wachstumsgeschwindigkeit sämtlicher Sphärolithe einer bestimmten Bergart in einem jeden Augenblicke der Verfestigungsperiode des Magmas eine mehr oder weniger gleiche gewesen sein muß; daß sie folglich nicht etwa von dem Alter eines Sphärolithś (was ja schließlich nicht ausgeschlossen wäre), sondern hauptsächlich von dem jedesmaligen, allgemeinen Zustande des Magmas abgehangen haben muß.

Zu dem gleichen Schlusse führt uns auch die Verringerung der Dimensionen eines Sphäroliths, entsprechend seiner späteren Entstehung, was in sämtlichen eben besprochenen Gesteinen regelmäßig beobachtet wurde und offenbar ein Resultat eines mehr oder weniger gleichzeitigen Krystallisationsabschlusses sämtlicher Sphärolithe in einer jeden von den erwähnten Bergarten ist.

Dürfte das alles uns aber nicht zu der Hoffnung berechtigen, daß ein näheres Studium zentrogener Berührungsflächen zu der Aufklärung noch wenig bekannter Krystallisationsverhältnisse in Magmen verhelfen werde?

Was den bekannten Kugeldiorit von Santa Lucia betrifft, so war das Studium seiner Sphärolite behufs Erforschung ihrer Entstehungsweise mit weit größeren Schwierigkeiten verbunden. Einerseits trugen die von mir untersuchten Sphärolithe dieses Gesteins keine deutlicher ausgeprägten Spuren einer koriogenen Einwirkung an sich. Dafür konnte aber an ihnen andererseits auch nicht die geringste Andeutung einer zentrogenen Begegnungsweise entdeckt werden, obwohl sie sich stellenweise in einer äußerst dicht gedrängten Lage befanden; und dazu hatte ich noch die Gelegenheit, nicht nur die Handstücke des Geologischen Instituts der St. Petersburger Universität, sondern auch das von zahllosen Kugeln geradezu überfüllte anstehende

Gestein in Santa Lucia selbst zu untersuchen. In einzelnen Fällen waren jedoch die Kugeln an ihren gemeinsamen Berührungsstellen gegeneinander schwach abgeplattet und diese Abplattung war jedenfalls von einem durchaus primären Charakter. Ich halte es daher für nicht ganz unmöglich, daß die Sphärolithe des Korsits auf koriogenem Wege entstanden seien. Eine endgültige Lösung dieser Frage wird allerdings nur dann möglich sein, wenn wir in den Besitz von Sphärolithen gelangen, die eine energischere Deformation, sei es in dem einen oder in dem anderen Sinne, aufzuweisen hätten.

Meine Schrift behandelt, wie aus dem Vorhergehenden wohl deutlich hervorgeht, eigentlich nur das Studium von Sphärolithen rein magmatischer Entstehung. Doch glaube ich mit einigem Rechte die Vermutung aussprechen zu dürfen, daß die hier vorgeschlagene Methode sich auch bei der Untersuchung anderer, den magmatischen Sphärolithen, ihrer Entstehungsweise nach, ähnlicher Bildungen verwerten lassen wird. So möchte ich hier besonders auf die Konkretionen sedimentärer Bildungen hinweisen, die mitunter ganz gut entwickelte Begegnungsflächen zentrogener Art aufzuweisen scheinen. Ein weiteres Beispiel sei durch Fig. 5 der Taf. VI gegeben, welche eine Begegnungskurve *(c d e)* zweier ungleichzeitig entstandener, nicht magmatischer Sphärolithe *(a* und *b)* eines der Eichwaldschen Sammlung des Geologischen Instituts der St. Petersburger Universität entnommenen und von dem genannten Gelehrten als Wavellit bestimmten Minerals von scheinbar lateral-sekretionärer Entstehung wiedergibt. Der hyperbelähnliche Charakter dieser Kurve sowie ihre Lage $(ad < db$; Fokus bei $a)$ entsprechen, wie dies auch bei den Sphärolithen von magmatischer Entstehung der Fall war, durchaus den theoretischen Forderungen (unter den weiter oben gemachten Voraussetzungen) und auch die aus dem Verhältnis $\frac{a}{r_1}$ berechnete Exzentrizität 2,2 ist für die Krümmung der Kurve mehr oder weniger charakteristisch.

Mit diesen wenigen Beispielen muß ich die Darlegung meiner Methode einstweilen beschließen. Doch glaube ich, daß auch diese Beispiele die praktische Anwendbarkeit der neuen Methode sowie ihre Vorzüge und schwachen Seiten einigermaßen zu beleuchten imstande sind. Ohne auf eine allzu große Allgemeinanwendbarkeit Anspruch erheben zu können, dürfte sie doch ein ganz gutes Hilfsmittel beim Studium sphärolithischer Bildungen werden und, was

zentrogene Sphärolithe anbelangt, in manchen Fällen sogar zur endgültigen Feststellung ihrer Entstehungsweise verhelfen. Solche Sphärolithe von ganz bestimmter, fast mathematisch erwiesener Entstehungsweise müßten aber in der Hand des Petrographen ein neues und äußerst wertvolles Objekt für das Studium der Ausscheidungsweise und der Krystallisationsfolge der Mineralien im Magma werden. Auch dürften sie den noch nicht erbrachten, endgültigen Beweis für die Richtigkeit der augenblicklich herrschenden Vorstellung von der Verfestigungsweise magmatischer Schmelzflüsse liefern. [1])

Zum Schlusse sei es mir noch gestattet, Herrn Professor J. Meschtscherski für die Ableitung der mathematischen Formeln auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Geologisches Institut der kais. Univ. St. Petersburg,
den 20. Jänner 1904.

[1]) Unsere gegenwärtigen Anschauungen über die Verfestigungsweise der Magmen, d. h. über die Art und Weise, wie die einzelnen Mineralsubstanzen sich aus ihrer gemeinsamen Lösung ausscheiden, gründen sich fast ausschließlich auf Analogien und Wahrscheinlichkeiten. Infolgedessen sind Ansichten, die der üblichen Vorstellung widersprechen, wie etwa die von Holmquist vertretene (Om Rödöområdets rapakivi etc. Sver. Geol. Unders. Ser. C., Nr. 181, pag. 1—116), sofern sie keine ganz augenfälligen Irrtümer in sich schließen, auf Grund des uns augenblicklich zu Gebote stehenden Beweismaterials nicht immer leicht zu widerlegen. Von experimentellen Untersuchungen sind aber, ihrem gegenwärtigen Stande nach zu urteilen, keine baldigen Resultate in dieser Richtung zu erwarten, da die feineren Vorgänge in krystallisierenden Magmen von uns durch eine gewaltige und schwer zu durchbrechende Scheidewand — die hohe Temperatur erstarrender Magmen und ihre in den Versuchsbedingungen jedenfalls fast vollkommene Undurchsichtigkeit — getrennt sind. Gerade in dieser Beziehung dürfte das Studium von Sphärolithen, deren zentrogene Entstehung bewiesen wäre, von größerer Bedeutung werden. Eine Ausscheidungsweise krystallisierter Mineralsubstanzen in einem flüssigen Medium, die sich in einer vom Zentrum zur Peripherie fortschreitenden, durch schichtenweisen Zuwachs bedingten Verfestigung äußern sollte, könnte nämlich, unseren wissenschaftlichen Erfahrungen zufolge, durch nichts anderes als durch einen gewöhnlichen Krystallisationsvorgang erklärt werden, wie wir ihn auch in sonstigen Lösungen beobachten und bedingungsweise auf die Magmen übertragen haben. Die an solchen Sphärolithen zu beobachtenden Strukturen könnten folglich, wo wir sie auch nicht antreffen sollten, als gewöhnliche Krystallisationsstrukturen betrachtet werden. Wie weit dies z. B. auf die Pegmatitstruktur zu übertragen ist, habe ich bereits in einer früheren Kritik der Holmquistschen Verfestigungshypothese der Rapakiwigesteine (Über Rapakiwi aus Südrußland. Trav. d. l. Soc. Imp. d. Nat. d. St. Pétersbourg, vol. XXXI, livr. 5, pag. 256—260) gezeigt. Als Beispiel diente damals derselbe Granitporphyr von Otta, dessen Sphärolithe auf den Fig. 2 und 3 der Taf. VI abgebildet sind.

Erklärung der Tafeln.[1])

Taf. V.

Fig. 1. Zusammentreffen zweier gleichzeitig entstandener Sphärolithe der radialfaserigen rhombischen Schwefelmodifikation. *a* nnd *b* die auf der Linie *ab* anßerhalb des Sehfeldes gelegenen Zentren (Entstehungsörter) der beiden Sphärolithe; *cd* ihre gerade und zu *ab* senkrechte Begegnnngslinie; $ac = cb$. Nic. +. Vergr. 38.

Fig. 2. Znsammentreffen zweier nngleichzeitig entstandener Sphärolithe der nämlichen Schwefelmodifikation. *a* das Zentrum des später entstandenen, *b* des früher entstandenen Sphäroliths; *cde* ihre hyperbelähnliche Begegnungskurve, deren Fokus auf der Seite von *a* liegt; *ab* die Verbindungslinie der Sphärolithenzentren; $ad < db$. Die kreisrunden dunklen Punkte sind Lnftblasen. Nic. +. Vergr. 38.

Fig. 3. Znsammentreffen mehrerer Sphärolithe der radialfaserigen rhombischen Schwefelmodifikation von verschiedener Entstehungszeit. *a, b, c, d, e* und *f* innerhalb des Sehfeldes, auf der Geraden *af* gelegene Sphärolithenzentren; *op* die gerade Begegnungslinie der gleichzeitig entstandenen Sphärolithe *b* und *c*; $bh = hc$; *mgn*, *qir* sowie *skt* hyperbelähnliche Begegnungslinien verschiedener Krümmung, deren Scheitel dem Punkt *f* zugewandt sind und die ihre Entstehung dem Zusammentreffen der paarweise zusammengehörenden Sphärolithe *a* und *b*, *c* und *d* sowie *d* und *e* verdanken; $ag < gb$, $ci < id$, $dk < kl$; *fu* die Verbindungslinie des Sphärolithenzentrums *f* mit dem Zentrum eines anßerhalb des Sehfeldes gelegenen Sphäroliths *u* von früherer Entstehung. Nic. +. Vergr. 38.

Fig. 4. Znsammentreffen mehrerer Sphärolithe der konzentrisch-schaligen Schwefelmodifikation von verschiedener Entstehungszeit. a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6, a_7 innerhalb des Sehfeldes liegende Zentren der Sphärolithe; $a_1 b_1$, $a_2 b_1$, $a_3 b_1$ sowie $a_4 b_2$ und $a_5 b_2$ Linien, welche die Zentren der später entstandenen Sphärolithe a_1, a_2, a_3 sowie a_4 und a_5 mit den Zentren zweier früher entstandener Sphärolithe verbinden, die (die Zentren) in den Durchschnittspunkten b_1 nnd b_2 der eben erwähnten, durch Klammern verbundenen Linien außerhalb des Sehfeldes liegen; $a_7 a_3$ nnd $a_6 a_4$ die Verbindnngslinien der Zentren der später entstandenen Sphärolithe a_7 und a_6, mit den Zentren der mit ihnen zusammentreffenden Sphärolithe a_3 nnd a_4 von früherer Entstehnng. Die Scheitel der hyperbelähnlichen Begegnungskurven sind den Punkten b_1 nnd b_2 zugekehrt. Nic. +. Vergr. 38.

Fig. 5. Zusammentreffen zweier fast gleichzeitig entstandener Sphärolithe der nämlichen Schwefelmodifikation miteinander nnd mit einem Sphärolith von früherer Entstehnng (Sphärolithe a_1 nnd a_2 der Fig. 4). a_1 und a_2 die auf der Linie $a_1 a_2$ gelegenen Zentren der beiden fast gleichzeitig entstandenen Sphärolithe; *ef* ihre Begegnungslinie; $a_1 h = h a_2$; $a_1 b$ nnd $a_2 b$ die Verbindungslinien der Zentren dieser Sphärolithe mit dem Zentrum des dritten Sphäroliths, welches (das Zentrum) in dem Dnrchschnittspunkt *b* der eben genannten Geraden anßerhalb des Sehfeldes liegt; *cde* und *eg* die Begegnnngsknrven der beiden ersten Sphärolithe mit dem letzteren; ihre Foknsse liegen auf der Seite von a_1 und a_2. Nic. +. Vergr. 105.

Fig. 6. Zusammentreffen zweier Sphärolithe des sphärolithischen Tachylyts von der Bergkette Sichota-Alin (Ussurigebiet). *a* und *b* die Zentren der Sphärolithe;

[1]) Die Bilder sind nicht retouschiert.

f und *g* ihre längs der Begegnungslinie *cde* unterbrochenen Außenzonen; $bd < da$; *h* Teile anderer Sphärolithe; *i* Grundmasse. Im reflektierten Licht. Vergr. 14.

Taf. VI.

Fig. 1. Zusammentreffen zweier gleichzeitig entstandener Sphärolithe des sphärolithischen Porphyrs von Kurzo (Korsika). *a* und *b* die auf der Linie *ab* gelegenen Zentren der beiden Sphärolithe; *cd* ihre Begegnungslinie; $ae = eb$. Im gewöhnlichen durchfallenden Licht. Vergr. 1·75.

Fig. 2. Zusammentreffen zweier gleichzeitig entstandener Sphärolithe eines sphärolithischen Granitporphyrs von Otta (Korsika). Bezeichnungen wie auf Fig. 1. $ae = eb$. Nic. +. Vergr. 23.

Fig. 3. Zusammentreffen zweier ungleichzeitig entstandener Sphärolithe desselben sphärolithischen Granitporphyrs von Otta. *a* das Zentrum des später entstandenen Sphäroliths, das auf der Linie *ab* liegt, welche *a* mit dem Zentrum des früher entstandenen, außerhalb des Sehfeldes liegenden Sphäroliths *b* verbindet; *cde* die hyperbelähnliche Begegnungskurve, deren Fokus auf der Seite von *a* liegt; $ad < db$. Nic. +. Vergr. 23.

Fig. 4. Zusammentreffen zweier ungleichzeitig entstandener Sphärolithe des sphärolithischen Felsits von Magnitnaja. Bezeichnungen wie auf Fig. 3. Der Fokus der Begegnungskurve liegt bei *a*; $ad < db$. Die Punktierlinie bezeichnet den Außenrand der aus der Bergart herausgenommenen Sphärolithe. *f* leeres Sehfeld. Das Krystallisationszentrum des Sphäroliths *a* ist von einem, dasselbe markierenden und auf der Abbildung deutlich hervortretenden Hof umgeben. Im reflektierten Licht. Vergr. 6.

Fig. 5. Zusammentreffen zweier sphärolithischer Aggregate eines böhmischen Wavellits (aus der Eichwaldschen Sammlung des geologischen Institutes der St. Petersburger Universität). *a* das Zentrum des später, *b* des früher entstandenen Aggregats; *cde* ihre hyperbelähnliche Begegnungskurve, deren Scheitel dem Punkt *b* zugewandt ist; *ab* die Verbindungslinie der Zentren; $ad < db$. Im reflektierten Licht. Vergr. 14.

IX. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 11. Jänner 1904 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute, zugleich ordentliche Generalversammlung. — Anwesend 29 Mitglieder.

Nach Begrüßung der Anwesenden durch den Präsidenten Regierungsrat v. Loehr erstattet Dr. Focke den Jahresbericht und Professor Berwerth den Kassabericht, welcher vom Revisor Dr. Koechlin richtig befunden wurde. Auf dessen Antrag erteilt die Versammlung dem Vorstande das Absolutorium.

Professor Kürschner dankt dem scheidenden Vorstande für dessen Bemühungen, und der Vorstand und Kassarevisor werden nach seinem Vorschlage per acclamationem wiedergewählt.[1])

Professor Becke beantragt hierauf im Namen des Ausschusses, Herrn Kommerzialrat J. Weinberger in Anbetracht der großen Verdienste, welche sich dieser durch freigebige Spenden, Ankäufe und Schenkungen an das naturhistorische Hofmuseum und jüngst auch an die Universität um die Förderung der mineralogischen Wissenschaft erworben hat, zum Ehrenmitgliede der W. M. G. zu ernennen.

Dieser Antrag wird einstimmig durch Erheben von den Sitzen angenommen.

---

[1]) Der Vorstand konstituierte sich in der konstituierenden Ausschußsitzung folgendermaßen: Präsident: Regierungsrat A. v. Loehr, Vizepräsident: Prof. F. Becke, Kassier: Regierungsrat F. Berwerth, Schriftführer: Dr. Focke. Vorstandsmitglieder: Ministerialrat Freiherr v. Buschman, Prof. A. Friedrich, Se. Exzellenz E. v. Klepsch, Dr. F. Perlep, Hofrat G. Tschermak, Kommerzialrat J. Weinberger.

Regierungsrat v. Loehr legt Krystalle von Gyps aus dem Tegel bei Mannersdorf in Niederösterreich vor, Zwillinge nach (100) aus sternförmigen Gruppen herausgelöst. Am freien Ende bilden die Pyramidenflächen flach einspringende Winkel oder die 001-Flächen fließen zu einer krummen Fläche zusammen. Die Krystalle erhalten durch zahlreiche Lücken ein eigentümliches Aussehen.

Dr. C. Hlawatsch legt schön krystallisierte Melilithschlacken von Leoben vor, die bei der Untersuchung interessante Dispersionserscheinungen zeigten.

Vortrag:

Neuere Ergebnisse der metallurgischen Forschung.

Von H. v. Jüptner.

Die Metallurgie hat in den letzten Jahren einerseits durch Anwendung des Mikroskops, andererseits aber durch jene der physikalisch-chemischen Lehren nach einer Richtung hin Fortschritte gemacht, die auch für Mineralogen und Petrographen nicht ohne Interesse ist.

Diese Forschungen beziehen sich einerseits auf die Schlacken, andrerseits aber auf die Metalle, namentlich das Eisen, und ich werde mir daher erlauben, heute nach einer kurzen physikalisch-chemischen Einleitung die Schlacken, bei dem nächsten Vortrage aber die Metalle (namentlich das Eisen) zu besprechen.

I.

Bei allen hier in Betracht kommenden Fällen handelt es sich um die Gesetze, nach welchen sich Körper aus ihren Lösungen abscheiden. Wir werden daher am besten tun, wenn wir zunächst das Verhalten von Lösungen bei ihrer Abkühlung studieren. Zu diesem Zwecke wollen wir eine Kochsalzlösung wählen.

Reines Wasser verwandelt sich bekanntlich bei 0° C in Eis; doch gelingt es unter gewissen Vorsichtsmaßregeln, das Wasser etliche Grade unter 0° abzukühlen, ohne daß diese Umwandlung stattfinden würde. Es ist dies eine Erscheinung, die man als Überkältung bezeichnet, für welche man aber auch recht zweckmäßig das Wort „Krystallisationsverzug“ (dem Worte Siedeverzug analog gebildet) wählen könnte.

Setzen wir dem Wasser etwas Kochsalz zu und kühlen diese verdünnte Salzlösung ab, so müssen wir bis zu einer unter 0°

liegenden Temperatur kühlen, um die Abscheidung von Eis zu ermöglichen. Durch die Gegenwart von Kochsalz *sinkt* also der Erstarrungspunkt des Wassers. Dieser Punkt liegt bei einer $10^0/_0$igen Kochsalzlösung bei — 8° C. Damit sind die zu betrachtenden Erscheinungen jedoch noch nicht erschöpft. Kühlen wir diese Lösung noch weiter ab, so scheidet sich immer mehr Eis aus derselben ab; die flüssig bleibende Mutterlauge wird daher immer konzentrierter, wobei der Gefrierpunkt neuerdings sinkt, und das geht so lange fort, bis der Rest der Salzlösung $23^1/_2\,^0/_0$ Na Cl enthält, worauf er bei — 22° C auf einmal und in der ganzen Masse erstarrt.

Gehen wir zu konzentrierteren Salzlösungen über, so sinkt die Temperatur, bei welcher die Abscheidung von Eis *beginnt*, immer tiefer. Im übrigen bleiben aber die Erscheinungen für jede einzelne solche Lösung die nämliche: mit sinkender Temperatur wird immer mehr Eis ausgeschieden, während der flüssig bleibende Rest der Lösung immer konzentrierter wird und endlich bei — 22° C und $23^1/_2\,^0/_0$ Salzgehalt auf einmal erstarrt.

Zu immer konzentrierteren Lösungen fortschreitend, gelangen wir endlich zu einer solchen mit $23^1/_2\,^0/_0$ Na Cl. Was bei der Abkühlung dieser Lösung geschehen wird, läßt sich nach dem Gesagten leicht vorhersagen: Bei dieser Lösung findet offenbar überhaupt keine Eisabscheidung mehr statt, sondern sie gefriert *als Ganzes* bei — 22° C.

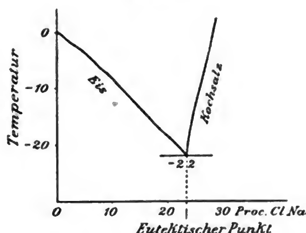
Gehen wir jedoch zu noch konzentrierteren Kochsalzlösungen über, so kommen wir zu einem ganz anderen Verhalten. — Eine Lösung mit $25^0/_0$ Na Cl z. B. beginnt bei — 12° C einen festen Körper abzuscheiden. Dieser feste Körper ist aber *nicht*, wie in den vorigen Fällen, *Eis*, sondern *Kochsalz*. — Kühlen Sie diese $25^0/_0$ige Lösung noch weiter ab, so scheidet sich auch hier immer mehr Kochsalz ab, je tiefer die Temperatur sinkt. Infolgedessen wird die Lösung immer verdünnter werden, bis Sie endlich auch in diesem Falle auf eine Lösung mit $23^1/_2\,^0/_0$ Na Cl kommen, die, ebenso wie früher, bei — 22° C auf einmal erstarrt.

Wir können dieses Verhalten graphisch darstellen, indem wir (Fig. 1) den Prozentgehalt an Kochsalz und Temperatur als Koordinaten wählen.

Es gibt also unter allen möglichen Kochsalzlösungen eine einzige von ganz bestimmter Zusammensetzung (doch ist letztere vom

Drucke abhängig — bei Atmosphärendruck ist es die $23^1/_2{}^0/_0$ige —), die nur einen einzigen Erstarrungspunkt besitzt. Man nennt eine solche Lösung eine eutektische. Alle übrigen Kochsalzlösungen, ob verdünnter oder konzentrierter, besitzen, wie man sich gewöhnlich ausdrückt, zwei Erstarrungspunkte, von denen der obere dem Beginne der Abscheidung des überschüssigen Lösungsbestandteiles, der untere aber der Erstarrung der eutektischen Lösung entspricht. Diese Ausdrucksweise ist jedoch nicht ganz korrekt, da ja — wie wir gesehen haben — die Abscheidung des überschüssigen Lösungsbestandteiles nicht bei einer einzigen, bestimmten Temperatur, sondern innerhalb eines Temperaturintervalles stattfindet, dessen Größe von der Konzentration der Lösung abhängt. Sie ist jedoch allgemein

Fig. 1.



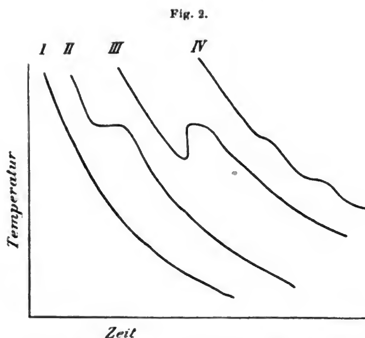
üblich und rührt von der Art her, in welcher diese Temperaturen bestimmt werden. Da derartige Bestimmungen auch für das Studium der Mineralbildung wichtig sind, will ich das Prinzip derselben kurz besprechen.

Bringen wir einen Körper von bestimmter Temperatur — also beispielsweise Platin von 800° C — in einen kälteren Raum, so wird er Wärme ausstrahlen und somit langsam erkalten. Wir können nun entweder die Zeit beobachten, welche erforderlich ist, um eine Abkühlung von je 1° zu erzielen, oder wir können auch von Minute zu Minute messen, um wie viele Grade die Temperatur des Körpers abgenommen hat. Diese Beobachtungen lassen sich graphisch darstellen, indem man Zeit und Temperatur als Koordinaten wählt. Man erhält so die sogenannten Kühlungskurven. Man wird dann beispielsweise bei Platin eine parabolische Kurve erhalten, wie etwa I in

Fig. 2. — Lassen wir in gleicher Weise reines Wasser erkalten, so kommen wir zu einer Kurve II, die bei 0° C einen Haltepunkt zeigt. Dies rührt daher, daß bei 0° das Wasser erstarrt und — infolge der hierbei freiwerdenden latenten Schmelzwärme — die Temperatur so lange konstant bleibt, bis alles erstarrt ist. Bei der weiteren Abkühlung schreitet dann die Kurve wieder regelmäßig fort.

Unter Umständen kann hierbei eine eigentümliche Erscheinung auftreten. Wir haben schon früher gehört, daß es unter Anwendung gewisser Vorsichtsmaßregeln möglich ist, das Wasser zu überkälten, d. h. bis unter 0° abzukühlen, ohne daß Eisbildung eintritt. Dem-

Fig. 2.



entsprechend verläuft die Kühlungskurve III auch noch unter 0° regelmäßig fort. Tritt aber endlich die Eisbildung ein, so steigt die Temperatur plötzlich bis 0° (infolge der freiwerdenden latenten Schmelzwärme), worauf — manchmal nach kurzer Temperaturkonstanz — die Abkühlung wieder regelmäßig vor sich geht.

Hat man es endlich mit Lösungen zu tun, so erhält man im allgemeinen zwei Haltepunkte in der Kühlungskurve (IV). Der obere derselben entspricht jener Temperatur, bei welcher die Ausscheidung des überschüssigen Lösungsbestandteiles beginnt, während der untere durch die Erstarrung des eutektischen Gemenges verursacht wird. Dadurch gewinnt es den Anschein, als ob man es mit zwei isolierten Erstarrungspunkten zu tun hätte. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in der Wahl der Koordinaten für die Kühlungskurve, wodurch

nur die plötzlichen Änderungen in der Wärmeabgabe deutlich merkbar werden, während die langsam andauernde Wärmeentwicklung bei fortschreitender Abscheidung des überschüssigen Lösungsbestandteiles nicht in die Augen fällt.

Man hat verschiedene Methoden angewendet, um empfindlichere Kühlungskurven zu erhalten. Ganz besonders empfiehlt sich die zuerst von Roberts-Austen angewendete Differenzkühlungskurve. Bei dieser wird der zu untersuchende Körper gleichzeitig mit einem anderen — der innerhalb der Temperaturgrenzen des Versuches keine Zustandsänderungen erleidet — (man wählt hierzu gewöhnlich Platin) erkalten lassen und man mißt die zu bestimmten Temperaturen des einen gehörigen Temperaturdifferenzen beider Körper.

Führt man nun bei einer Reihe von Lösungen verschiedener Konzentration derartige Bestimmungen aus, trägt die so erhaltenen Punkte in ein Koordinatennetz und verbindet dieselben miteinander, so erhält man sogenannte Schmelzpunktskurven, Lösungskurven oder Gleichgewichtsdiagramme für die betreffenden Lösungen, wie die früher für Kochsalzlösungen vorgeführten.

Wenden wir uns nun wieder zu dem Ausgangspunkte unserer Betrachtungen zurück, so gibt uns das Verhalten unserer Kochsalzlösungen Gelegenheit, einen tieferen Einblick in das zu gewinnen, was wir eigentlich unter Lösungen zu verstehen haben.

Der gewöhnliche Sprachgebrauch unterscheidet bekanntlich zwischen Lösungsmittel und gelöstem Körper und ebenso auch zwischen gesättigten und verdünnten Lösungen.

Nun haben wir gesehen, daß sich aus verdünnten Lösungen bei der Abkühlung zuerst das Lösungsmittel in fester Form abscheidet, während aus der gesättigten Kochsalzlösung sich anfänglich das Kochsalz, also der gelöste Körper ausscheidet. — Sie sehen also, daß sich aus jeder Lösung, wenn sie nicht gerade eine eutektische ist, zuerst jener Körper abscheidet, der im Überschusse vorhanden ist.

Wollen wir diesem Verhalten der Lösungen Rechnung tragen, so werden wir am besten tun, wenn wir nicht von der Lösung eines Körpers in einem Lösungsmittel, sondern nur von der gegenseitigen Lösung zweier oder mehrerer Körper ineinander sprechen.

Das hat aber seine Konsequenzen. Wenn wir das tun, so müssen wir auch eine verdünnte Kochsalzlösung auffassen als eine gesättigte Lösung von Wasser in Kochsalz und umgekehrt. — Im ersten Augenblicke hat dies gewiß ziemlich viel Befremdendes. Man kommt jedoch bald dahinter, daß diese Ausdrucksweise doch richtig ist, besonders wenn man erwägt, daß nach unseren modernen Ansichten der Begriff der Lösung durchaus nicht an den flüssigen Aggregatzustand gebunden ist, sondern daß man ebenso von gasförmigen als von flüssigen und festen Lösungen spricht.

Hier ist auch am besten Gelegenheit, das Verhalten von Lösungen zu einer der Lösungskomponenten zu besprechen.

Eine 25%ige Kochsalzlösung ist bei — 12° C — wie wir früher gesehen haben — gesättigt. Bringen wir in dieselbe Kochsalz, so ändert sich nichts: die Konzentration der Lösung bleibt ungeändert, das hineingebrachte Kochsalz ungelöst. Bringen wir hingegen eine weniger konzentrierte Kochsalzlösung, z. B. eine 24%ige bei — 12° mit festem Salz in Berührung, so löst sich dasselbe so lange, bis die Lösung gesättigt, d. h. bis 25% Na Cl gelöst sind.

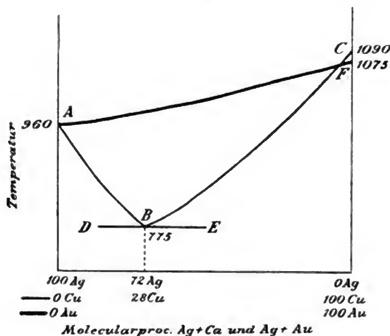
Ganz ähnlich verhält sich eine verdünnte Kochsalzlösung gegen Eis. Bringen wir in eine 10%ige Kochsalzlösung bei — 8° C Eis, so ändert sich nichts, d. h. die Lösung ist mit Eis gesättigt, oder wie wir auch sagen, die 10%ige Kochsalzlösung steht mit Eis bei — 8° C im Gleichgewichte. — Bringen wir hingegen bei derselben Temperatur eine kochsalzreichere Lösung mit Eis zusammen, so wird das Eis so lange schmelzen, d. h. sich in der Kochsalzlösung auflösen, bis die Lösung nur mehr 10% Na Cl enthält.

Ganz ähnlich wie unsere wässerigen Salzlösungen verhalten sich nun auch geschmolzene Gemenge von Metallen, Salzen, Silikaten etc. Man kann auch für diese ganz ebensolche Lösungsdiagramme aufstellen, wie für erstere. Als Beispiel habe ich die Kupfer-Silberlegierungen gewählt (Fig. 3). *A* wäre der Schmelzpunkt des reinen Silbers (960° C), *C* jener des reinen Kupfers (1090° C) und *B* (bei 775° C) der Erstarrungspunkt der eutektischen Legierung (72% Ag + 28% Cu). *AB* ist dann das Gebiet, in welchem sich aus der silberreichen Legierung das Silber abscheidet, *BC* jenes, in welchem aus der kupferreichen das Kupfer abgeschieden wird und *DE* der Bezirk, in welchem das Auftreten der eutektischen Legierung beobachtet wurde.

Der Vollständigkeit wegen muß hier noch erwähnt werden, daß auch der Fall denkbar ist — und er kommt tatsächlich auch nicht selten vor —, daß bei der Abkühlung einer Lösung nicht der eine Lösungsbestandteil im reinen Zustande abgeschieden wird, sondern daß derselbe etwas von dem zweiten Lösungsbestandteile enthält; daß also eine feste Lösung beider Bestandteile zur Abscheidung gelangt.

Auch muß noch hervorgehoben werden, daß Lösungen unter allen Verhältnissen vollkommen homogene Körper sind, während die eutektischen Lösungen nach dem Erstarren (namentlich wenn die

Fig. 3.



Erstarrung recht langsam und ungestört erfolgt) aus abwechselnden und oft sehr regelmäßig gelagerten Partien beider Lösungsbestandteile bestehen, also ein Gemenge darstellen. Man muß daher zwischen den homogenen eutektischen Lösungen und den heterogenen eutektischen Gemengen unterscheiden.

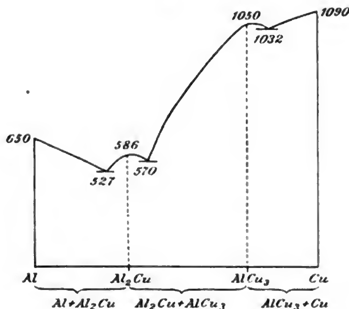
Nach dem charakteristischen Aussehen der Lösungskurven hat man nun verschiedene Klassen von Lösungen unterschieden:

1. Lösungen, deren Bestandteile miteinander weder chemische Verbindungen noch isomorphe Gemenge geben. Ein typisches Beispiel hierfür sind die früher besprochenen Silber-Kupfer-Legierungen (Fig. 3). Dieses Diagramm besteht aus zwei von den Schmelzpunkten der reinen Bestandteile ausgehenden, nach

abwärts verlaufenden Erstarrungskurven, die sich im eutektischen Punkte schneiden, und aus einer horizontal durch den eutektischen Punkt gehenden Linie (Erstarrung der eutektischen Lösung).

2. Lösungen, deren Bestandteile miteinander zwar keine chemischen Verbindungen, aber isomorphe Gemenge geben. Ein typisches Beispiel sind die Silber-Gold-Legierungen. Hier sind die Schmelzpunkte der Komponenten durch eine stetige Kurve miteinander verbunden. Ein eutektischer Punkt fehlt. Vgl. Fig. 3, Linie *AF*. *F* ist der Schmelzpunkt des Goldes 1075° C.

Fig. 4.



Diese beiden Typen können nun in mannigfacher Weise miteinander kombiniert vorkommen. Wir wollen hier nur ein Beispiel anführen, die Kupfer-Aluminium-Legierungen (Fig. 4).

Wir sehen hier zwischen den Schmelzpunkten von Al (650° C) und Cu (1090° C) eine mehrfach gebrochene Kurve, die drei verschiedene eutektische Punkte (bei 527°, 570° und 1032° C) besitzt. Diese eutektischen Punkte sind miteinander durch je zwei Kurven verbunden, die (bei 586° und 1050° C) Maxima zeigen. Die mikroskopische Untersuchung dieser Legierungen im erstarrten Zustande hat nun ergeben, daß die Legierungen, deren Zusammensetzung diesen Maxima entspricht, vollkommen homogen sind, und die chemische Untersuchung hat gelehrt, daß dieselben zwei bestimmten chemischen Verbindungen (Al_2Cu und $AlCu_3$) entsprechen. Wir haben es also hier mit Lösungen zu tun, deren Bestandteile miteinander

bestimmte chemische Verbindungen geben, und unser Schaubild erklärt sich einfach in der Weise, daß wir es hier mit der Aneinanderreihung dreier Lösungsdiagramme des ersten Typus zu tun haben. Es sind dies von links nach rechts der Reihe nach:

1. Lösungen von Al und Al_2 Cu,
2. „ „ Al_2 Cu und Al Cu_3, und
3. „ „ Al Cu_3 und Cu.

Zum Schlusse dieser einleitenden Betrachtungen wollen wir nochmals auf die wässerigen Lösungen zurückgreifen, um den Begriff „Lösung" noch etwas schärfer definieren zu können.

Wenn Sie, am besten in einem kalibrierten Gefäße, über einer konzentrierten Lösung eines stark färbenden Körpers — z. B. eine $CuSO_4$-Lösung — Wasser schichten (was bei einiger Vorsicht leicht gelingt, ohne daß Mischung eintritt) und das Ganze stunden-, ja tagelang ruhig stehen lassen, so werden Sie finden, daß sich die Flüssigkeit ober der Trennungsfläche langsam färbt, daß diese Färbung mit der Zeit immer zunimmt, und — wenn auch immer mehr verblassend — immer weiter nach oben fortschreitet. Es geht also der färbende gelöste Körper entgegen der Schwere aus der konzentrierten Lösung in das Wasser über. Gleichzeitig aber sinkt die Trennungsfläche zwischen der konzentrierten Lösung und dem übergeschichteten Wasser immer tiefer, was beweist, daß kein Wasser in die konzentrierte Lösung eintritt.

Wir haben es also hier offenbar mit dem Bestreben der Moleküle des gelösten Körpers zu tun, sich voneinander zu entfernen, d. h. einen größeren Raum einzunehmen; eine Erscheinung, die lebhaft an das Ausdehnungsstreben diffundierender Gase erinnert.

Diese Erscheinung läßt sich nun durch die Annahme erklären, daß die gelösten Moleküle auf die Begrenzungsfläche der Lösung einen gewissen Druck ausüben, den man als osmotischen bezeichnet hat, und eingehende Untersuchungen haben gelehrt, daß dieser osmotische Druck nicht nur denselben Gesetzen folgt wie der Gasdruck, sondern daß er sogar mit diesem völlig identisch ist.

Dies führt uns zu folgender Definition:

Lösungen sind molekulare Gemenge mehrerer Körper, welche die Eigenschaft besitzen, daß ihre Bestandteile den Gasgesetzen folgen.

Man kann somit auch die Avogadrosche Hypothese auf Lösungen anwenden und daher auch aus dem osmotischen Drucke das Molekulargewicht der gelösten Körper ableiten.

II.

Nun wollen wir die neueren physikalisch-chemischen Untersuchungen über Schlacken — die ja auch für das Studium der Mineralbildung in Schmelzflüssen von Wichtigkeit sind — kurz besprechen, uns aber auch nur auf die Schlacken beschränken.

Schon im Jahre 1884 hat sich J. H. L. Vogt in Christiania mit dem Studium der Mineralien beschäftigt, die in Schlacken auftreten[1]), und hat seitdem die Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen noch weiter studiert. Die Ergebnisse dieser Studien[2]), soweit sie uns hier unmittelbar interessieren, lassen sich kurz dahin zusammenfassen, daß das Auftreten bestimmter Mineralarten in den Schlacken von ihrer Zusammensetzung abhängig ist. Es ist ihm gelungen, die Bezirke abzugrenzen, in welchen die verschiedenen Mineralien vorkommen. Zu diesem Zwecke hat er sich einer graphischen Darstellung bedient, in welcher einerseits die Silizierungsstufen (das ist das Verhältnis des Sauerstoffes der Kieselsäure zum Basensauerstoffe), andrerseits aber das Molekularverhältnis von MgO, MnO und FeO zu CaO als Koordinaten gewählt wurden. Das Graphikon, das ich hier als Projektionsbild vorführe, bedarf keiner weiteren Erklärung.

Die in demselben berücksichtigten Mineralien sind folgende:

I. Silizierungsstufe 2·50 und größer:

Globuliten, deren Zusammensetzung nach Vogt etwa $\ddot{R}_2 Si_2 O_8$ sein dürfte.

II. Silizierungsstufe 1·5 bis 2·5:

α) CaO-reich: hexagonales Kalkmetasilikat, Wollastonit } $CaSiO_3$;

β) mittlerer CaO-Gehalt: Augit, $RSiO_3$,

γ) CaO-arm: Enstatit, $MgSiO_3$;
Hypersthen, $FeSiO_3$
etc.

---

[1]) Verhandl. d. kgl. schwed. Akad. d. W., 1884, Bd. IX, Nr. 1 und Jern Kont. Ann., 1885.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen. Christiania 1892.

III. Silizierungsstufe 0·5 bis 1·5:

α) CaO-reich: Silizierungsstufe nahe 1·5: Åkermanit, $\ddot{R}SiO + R_2SiO_4$;

Silizierungsstufe zwischen 1·5 und 0·5: Melilithe verschiedener Zusammensetzung;

Silizierungsstufe nahe 0·5: Gehlenit, $2\ddot{R}SiO_3 + \ddot{R}O . \ddot{R}_2O_3$ oder $3(RO)_2 . SiO_2 + (R_2O_3) SiO_2$;

β) CaO-arm: Olivin, R_2SiO_4.

Daneben tritt in Al_2O_3-reicheren basischeren Schlacken noch Spinell: $RO . Al_2O_3$ und ähnlichen Mineralien auf.

Endlich hat Vogt gezeigt, daß die vorhandenen Sulfide bei der Erkaltung zu allererst, und zwar vollständig zur Ausscheidung gelangen. Nach diesen, aber noch vor den Silikatmineralien, wird Spinell abgeschieden.

1889 hat R. Åkerman[1]) die (totalen) Schmelzwärmen zahlreicher Schlacken bestimmt und auch eine Reihe von Schmelzwärmekurven konstruiert, welche den Zusammenhang zwischen Schlackenzusammensetzung und totaler Schmelzwärme darstellen.

Angeregt durch diese Arbeiten habe ich schon 1900[2]) versucht, für Schlacken ähnliche Schmelzpunktkurven, wie sie für Lösungen und Legierungen bekannt sind, aufzustellen. Leider sind die bisher ausgeführten Schmelzpunktsbestimmungen von Schlacken wenig zahlreich und auch nicht allzu verläßlich. Ich mußte daher von den Åkermanschen Schmelzwärmebestimmungen ausgehen, wobei ich annahm, daß diese totalen Schmelzwärmen — in Anbetracht der nicht sehr voneinander abweichenden spezifischen Wärmen der Schlacken — den Schmelztemperaturen annähernd proportional sein werden. Ich konnte so nachweisen, daß die Minima dieser Kurven ziemlich genau mit den Grenzen der Mineralbezirke Vogts zusammenfallen, und ich sprach daher schon damals diese Minima als eutektische Punkte an.

Seither haben J. H. L. Vogt sowohl als ich diese Frage weiter verfolgt und sind beide unabhängig voneinander zu übereinstimmenden Ergebnissen gelangt.[3])

---

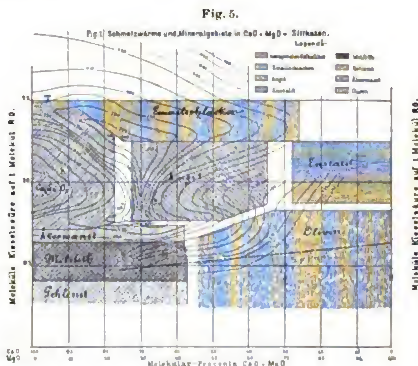
[1]) Jern Kont. Ann., 1889, Nr. 5 u. 6; Stahl und Eisen, 1890, pag. 424.

[2]) Journ. Iron Steel Inst., 1900, Vol II, pag. 276.

[3]) J. H. L. Vogt, „Om silikatsmeltelösningar og deres smeltepunkts ned saettelse" (Geol. fören. Förhandl., Nr. 213, Bd. XXIV); H. v. Jüptner, „Grundzüge der Siderologie",

Ich habe mich zunächst eines ähnlichen Koordinatensystems wie Vogt bedient, nur statt der Silizierungsstufe den von Zulkowski vorgeschlagenen Sättigungsgrad (das ist das Molekularverhältnis $\frac{RO}{SiO_2 + R_2O_3}$) gewählt. In dieses Koordinatensystem habe ich nun die von Vogt ermittelten Grenzen der verschiedenen Mineralgebiete sowohl als die Åkermanschen Schmelzwärmen eingetragen und die Punkte gleicher Schmelzwärmen durch eine Art Schichtenlinie verbunden. Das so erhaltene Diagramm zeigt einen auffallenden Zusammenhang zwischen dem Verlaufe dieser Kurven und den Grenzen der einzelnen Mineralgebiete (Fig. 5).

Fig. 5.



Nun wurden durch dieses Graphikon Schnitte in der Weise gelegt, daß jeder dieser Schnitte einem gleichen Verhältnisse von CaO : MgO, aber wechselnden Sättigungsgraden entspricht. Wir wollen einzelne dieser Kurven näher betrachten.

Fig. 6.

1. CaO allein:

Maximum bei $\frac{SiO_2}{RO} = 0\cdot9$; Schmelzpunkt von $CaSiO_3$.

Minimum „ „ $= 1\cdot45$; Übergang von $CaSiO_3$ zu den Emailschlacken.

I, 1900; ferner: „Zur Kenntnis der Schlacken" (Österr. Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen, 1902).

2. 0·8 CaO + 0·2 MgO:

Minimum bei $\frac{SiO_2}{RO} = 0·75$; Übergang von Åkermanit zu $CaSiO_3$.
Maximum „ „ $= 0·95$; (Mg)$CaSiO_3$.
Minimum „ „ $= 1·3$; Übergang von $CaSiO_3$ zu Emailschlacken.

Fig. 6

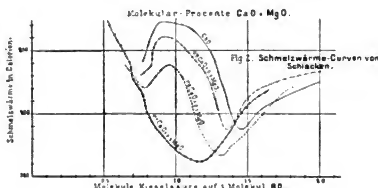
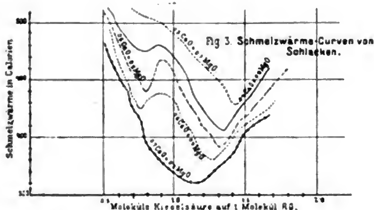


Fig. 7.



3. 0·7 CaO + 0·3 MgO:

Knickung bei $\frac{SiO_2}{RO} = 0·6$; Übergang von Melilith zu Åkermanit.
„ „ „ $= 0·75$; Übergang von Åkermanit zu Augit.
Minimum „ „ $= 1·2$; Übergang von Augit zu Emailschlacken.

Fig. 7.

4. 0·6 CaO + 0·4 MgO:

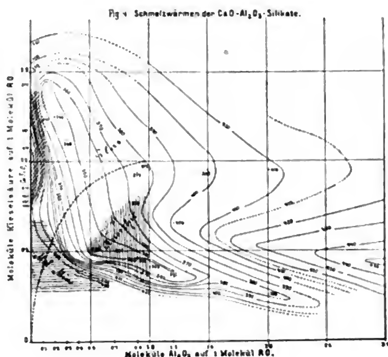
Schwankung bei $\frac{SiO_2}{RO} = 0·65$; Übergang von Melilith zu Åkermanit.
Minimum bei „ $= 0·72$; Übergang von Åkermanit zu Augit.
Maximum „ „ $= 0·90$; Augit.
Minimum „ „ $= 1·27$; Übergang von Augit zu Emailschlacken.

5. $0{\cdot}4\,CaO + 0{\cdot}6\,MgO$:

Minimum bei $\frac{SiO_2}{RO} = 0{\cdot}75$; Übergang von Olivin zu Augit.
Maximum „ „ $= 0{\cdot}88$; Augit.
Minimum „ „ $= 1{\cdot}32$; Übergang von Augit zu Emailschlacken.

Erschwerend ist beim Studium der Schlacken das im allgemeinen geringe Krystallisationsstreben, namentlich in der Nähe der eutektischen Punkte. Aus diesem Grunde treten hier wirkliche eutek-

Fig. 8.



tische Gemenge relativ selten auf; häufig erscheinen statt derselben glasartige Massen (überkaltete Lösungen). In der Natur hingegen sind derartige eutektische Gemenge nicht gar so selten und treten oft in überraschend schöner Ausbildung auf (wie beispielsweise im Schriftgranit).

Ganz ein anderes Bild geben jene Schlacken, welche neben den RO-Basen auch R_2O_3-Basen enthalten. So zeigt Fig. 8 die Schmelzwärmekurven der Kalk-Tonerde-Silikate. Die „Schichtenlinien" stellen auch hier Kurven gleicher totaler Schmelzwärmen dar. Auch sind die betreffenden Mineralgebiete nach den neuesten Untersuchungen Vogts eingezeichnet. Die punktierte Linie endlich stellt die Grenze der Spinellabscheidung dar.

Vor wenigen Tagen kam mir die neueste Arbeit Vogts[6]) zu, auf deren sehr interessanten Inhalt ich leider nur ganz kurz eingehen kann. Von besonderer Wichtigkeit ist die genauere Abgrenzung der verschiedenen Mineralgebiete und die Beobachtung, daß die Schnelligkeit der Abkühlung von bedeutendem Einflusse auf die Natur der ausgeschiedenen Mineralien ist. So scheiden sich bei rascher Abkühlung von Silikatschmelzen in vielen Fällen labile Mischkrystalle ab, die bei langsamer Abkühlung nicht gebildet werden. Das führte Vogt zur Anwendung der Roozeboomschen Studien über das Verhalten von Lösungen, aus welchen nicht die reinen Lösungskomponenten, sondern Mischkrystalle (also feste Lösungen) zur Ausscheidung gelangen, worauf hier leider nicht eingegangen werden kann.

Sehr interessant sind — und damit will ich meinen heutigen Vortrag schließen — seine Bestimmungen von Schmelzpunkten und Schmelzpunktserniedrigungen beziehungsweise latenten Schmelzwärmen. Er benützt dieselben zu Molekulargewichtsbestimmungen von Mineralien und findet, daß letztere den denkbar einfachsten Formeln entsprechen.

Auf diese Weise bestätigte er folgende Molekularformeln:

Olivin: Mg_2SiO_2.
Augit (Diopsid): $CaMgSi_2O_6$.
Anorthit: $CaAl_2Si_2O_8$.
Melilith: $(Ca, R)_4Si_3O_{10}$ bis $(Ca, R)_3Al_2Si_2O_{10}$.

Ausstellung: Titanit.

Abkürzungen: (H) Hofmuseum, (U) Universitäts-Sammlung, (K) Prof. Kürschner, (P) Dr. Perlep.

Reich vertreten waren die alpinen Fundorte:

Gegend von Pregratten: Die bekannten gelbgrünen Sphene von: Goslerwand (H), Wallhornalpe (H) (P), Mellitzgraben (schöne grünlichgelbe, nach x tafelige Zwillinge auf einer Druse von Kalkspat-Skalenoedern) (H), Groß-Arltal (H).

Rauris, Türchelwand, Lercheck b. Vorstersbach; schön spargelgrün gefärbte Zwillingskrystalle, Zwillinge und schöne Zwillingsgruppen mit Calcit und Clorit (H). (K).

Stubachtal, in Amphibolit (H).

Ober-Sulzbachtal, große Zwillingskrystalle, mit den Flächen a x c l i (H).

---

[6]) Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung, Christiania 1903.

Unter-Sulzbachtal, Knappenwand; gelbe durchsichtige Zwillingskrystalle mit Epidot auf faserigem Amphibolit (H).

Krimmler Achental; gelbgrüne einfache, nach x dünntafelige Krystalle (U).

Zillertal; Hollsteigeck, Floite, Druse spargelgrüner Krystalle von typischer Sphenform (H). Baumgartenalpe, Floite, große Sphenkrystalle mit Prochlorit (H). Schwarzensteinalpe, schöne Stufe brauner Krystalle; die Zwillinge tafelig nach a, einfache Krystalle mit stark entwickelten x-Flächen, die den Zwillingen fehlen (K). Vom selben Fundort stammen hübsche Zwillinge von grüner Farbe mit roten Spitzen, sehr ähnlich den Krystallen von St. Gotthard, mit Adular auf grobkörnigem Amphibolit, ferner plattige Körner in schuppigem Chlorit (H).

Pfitschtal. Spitz ausgebildete Zwillinge mit Kalkspat auf Amphibolit (H).

Pfunders. Lose Zwillinge.

Passeier. Rötlichbraune kleine Krystalle auf Drusenräumen mit Albit. Quarz und Chlorit; als Axinit in Handel gebracht, von Dr. Hlawatsch als Titanit erkannt.

Saualpe, Kärnten. Sphen eingewachsen in Zoisit.

Von den ähnlichen Schweizer Vorkommnissen war mehrfach vertreten:

Kreuzlital, Tavetsch. Außer den schönen grünen Zwillingen mit rotbraunen Ecken (die auch mit der Fundortbezeichnung St. Gotthard vorlagen) (H) (U), fanden sich von Tavetsch auch große einfache, von Chlorit durchsetzte Krystalle (H).

Vom St. Gotthard einfache grünlichbraune Krystalle mit Bergkrystall und Adular (H), rötlichbraune auf Klinochlor (H), beide von der Kombination c x a l.

Von außeralpinen Fundorten waren vertreten:

Passau. Große braune Krystalle von Briefkuvertform eingewachsen in Orthoklas (H).

Ripor bei Trebitsch, Mähren. Ähnliches Vorkommen kleinerer Krystalle (H).

Kaltenstein, Schlesien. Glänzende braune Krystalle in einem grobkörnigen, aus Feldspat und zersetztem Pyroxen bestehenden Gestein aus der Kontaktzone des dortigen Granites (K).

Kahler Berg bei Jakuben, Böhm. Mittelgebirge. Stark glänzende honiggelbe Körner in einer basischen Ausscheidung des Sodalith-Gauteit von dort (U).

Vesuv. Spitz ausgebildete Krystalle in einem Drusenraum (H).

Risör, Norwegen. Großer Krystall eingewachsen in Orthoklas (H).

Arendal (H). Krageroe, bräunliche Krystalle eingewachsen in schuppigen Chlorit, einfache Krystalle mit stark entwickelter (010)-Fläche (U).

Achmatowsk. Blaßgelbliche, fast farblose Krystalle mit Granat.

Von Renfrew, Canada, lagen die bekannten dunkelbraunen Krystalle in mehreren Exemplaren vor (H) (P) (U). Ein besonders großes Exemplar stammt aus der Universitäts-Sammlung.

Von Bridgewater, Delaware Co. Pennsylvania, war ein schöner grüner loser Zwillingskrystall und ein gelber geschliffener Ringstein von prachtvollem Glanz und Feuer ausgestellt. (P).

Eine reiche Kollektion verschiedenfarbiger, z. T. geschliffener Steine hatte v. Loehr ausgestellt. Das Hofmuseum hatte ferner eine Spezialausstellung der mit besonderen Namen belegten Titanit-Varietäten veranstaltet:

Aspidelith Arendal. Kleine, hellgelblichgrüne, lanzenfömige Titanitkrystalle auf Klüften von Titaneisenerz. — Castellit. Dünne honiggelbe Titanitkrystalle im Phonolith, Proboscht, Böhm. Mittelgebirge. — Greenovit. Rosenrote Titanitkrystalle mit Piemontit, St. Marcel. — Grothit. Braune, lebhaft glänzende Krystalle im Syenit von Plauen. — Ligurit. Unvollkommene trübe Krystalle eingewachsen in Chlorit, Stura, Italien. — Lederit. Braune, diamantglänzende Krystalle mit grünem Amphibolit und Feldspat, Lewis Co. New York. — Semelin. Honiggelbe Körner im Sanidinit vom Laacher See. — Xanthitan. Green River, Hunderson Co., N. Carolina. Pseudomorphosen eines erdigen ledergelben Zersetzungsproduktes nach Titanit. — Yttrotitanit (Keilhauit), Arendal und Vegaardsheien bei Tvedestrand, Norwegen.

Monatsversammlung

am 15. Februar 1904 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute.
Anwesend 28 Mitglieder, 1 Gast.

Der Schriftführer Dr. F. Focke berichtet über die Konstituierung des Vorstandes (siehe Nr. 17).

Beigetreten sind:

Freiherr H. v. Jüptner, Wien
Frl. Hilda Gerhard, Wien
Herr Josef Bruckmoser (a. o.).

Hierauf hielt Prof. Jüptner v. Jonstorff den zweiten Teil seines Vortrages über „Neuere Ergebnisse metallurgischer Forschung“.

Vortrag:

Neuere Ergebnisse metallurgischer Forschung.

Von H. v. Jüptner.

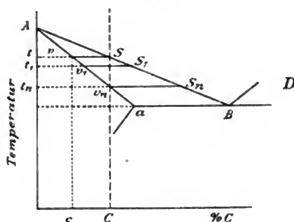
III.

Die Eisen-Kohlenstofflegierungen, mit denen wir uns heute zunächst beschäftigen wollen, lassen sich gleichfalls als Lösungen betrachten. Da wir es hier jedoch teilweise mit solchen Lösungen zu tun haben, bei denen sich der eine Lösungsbestandteil (das Eisen) nicht im reinen Zustande, sondern in Form kohlenstoffhaltiger Mischkrystalle aus der geschmolzenen Masse abscheidet, müssen wir zunächst diese Verhältnisse etwas näher kennen lernen.

Reines, geschmolzenes Eisen erstarrt bei etwa 1600° C. Enthält dasselbe eine nicht zu große Menge Kohlenstoff, so sinkt der Erstarrungspunkt des geschmolzenen Eisens — ebenso, wie dies beim

Wasser der Kochsalzlösung der Fall war — u. zw. um so tiefer, je mehr Kohlenstoff das Eisen enthält. Beträgt beispielsweise der Kohlenstoffgehalt des Eisens C, so wird die Erstarrung des Eisens bei der Temperatur t beginnen. Zusammensetzung und Temperatur des geschmolzenen Eisens im Augenblicke der beginnenden Erstarrung wird daher durch den Punkt s (Fig. 9) dargestellt werden. Das sich ausscheidende Eisen ist aber nicht rein, sondern enthält Kohlenstoff, natürlich aber weniger, als die flüssige Schmelze. Beträgt der Kohlenstoffgehalt des ausgeschiedenen Eisens c, so läßt sich der Zustand unseres bei der Temperatur t erstarrten Eisens durch den Punkt v darstellen.

Fig. 9.



Durch die Abscheidung von kohlenstoffhaltigem Eisen erhöht sich aber der Kohlenstoffgehalt des flüssig bleibenden Metallrestes (der Mutterlauge). Der Erstarrungspunkt sinkt daher und es wird sich somit nach erfolgter Abkühlung auf t_1 der Kohlenstoffgehalt des geschmolzenen Eisens durch den Punkt s_1 darstellen lassen. In diesem Momente scheidet sich wieder etwas Eisen im festen Zustande ab, dessen Kohlenstoffgehalt aber nun etwas größer sein wird wie früher. Wir wollen ihn mit v_1 bezeichnen. Dies wird so fort gehen, bis endlich die ganze Masse erstarrt ist.

Erfolgt die Abkühlung sehr langsam, so daß wirklich der Gleichgewichtszustand erreicht werden kann, so wird bei der Abscheidung der zweiten Partie des kohlenstoffhaltigen Eisens auch von der erst ausgeschiedenen so lange Kohlenstoff aufgenommen werden, bis die Gesamtmenge des erstarrten Eisens gleichförmig den Kohlenstoffgehalt v_1 besitzt. — Dieser Vorgang schreitet in der beschriebenen Weise so lange fort, bis der noch flüssige Metallrest

die durch den Punkt $s_{\prime\prime}$ bezeichnete Temperatur und Zusammensetzung erreicht hat, worauf auch dieser Rest noch erstarrt und die ganze feste Metallmasse nun ebenso, wie anfangs die Schmelze, den Kohlenstoffgehalt *C* besitzt.

Wir kommen so zu zwei, vom Schmelzpunkte des reinen Eisens *(A)* ausgehenden Kurven *AB* und *Aa*, von denen die erstere die Zusammensetzung des geschmolzenen mit Kohlenstoff gesättigten Metalles bei verschiedenen Temperaturen, die zweite aber die Zusammensetzung des mit dieser Schmelze im Gleichgewichte stehenden festen Metalles darstellt.

Gehen wir nun zu Eisensorten mit hohem Kohlenstoffgehalte über. Aus solchen scheidet sich bei der Abkühlung nicht kohlenstoffhaltiges Eisen, sondern Kohlenstoff in Form von Graphit ab. Dadurch wird der Kohlenstoffgehalt des flüssig bleibenden Metalles kleiner, die Temperatur, bei welcher sich weiter Kohlenstoff abscheidet, sinkt daher, und wir kommen somit zu einer zweiten Kurve, *BD,* welche der Abscheidung von Graphit aus flüssigem Roheisen entspricht.

Diese und die früher beschriebene Linie der Abscheidung von kohlenstoffhaltigem Eisen schneiden sich im Punkte *B*. Dies ist also ein eutektischer Punkt.

Um die Zusammensetzung dieser eutektischen Legierung kennen zu lernen, wollen wir die linke Hälfte unseres Diagrammes nochmals betrachten.

Wir haben früher gesehen, daß flüssiges Eisen mit relativ niederem Kohlenstoffgehalte — wenn die Abkühlung langsam genug erfolgt — zu einem homogenen Körper (oder, wie man sich ausdrückt, zu einer festen Lösung, oder zu Mischkrystallen) von gleichem Kohlenstoffgehalte, wie jener des geschmolzenen Metalles erstarrt. Dies trifft zu für Eisen mit 0 bis etwa $2^0/_0$ C. Überschreiten wir diese Grenze — wählen wir also beispielsweise ein Eisen mit $3^0/_0$ Kohlenstoff —, so beginnt die Erstarrung bei dem Punkte *s*, wobei sich eine feste Lösung mit $v^0/_0$ C abscheidet (Fig. 9). Die Erstarrung schreitet, ebenso wie früher, mit der Abkühlung fort, wobei die ausgeschiedenen Mischkrystalle immer kohlenstoffreicher werden, bis endlich bei der durch *aB* gegebenen Temperatur der letzte Rest der festen Lösung ausgeschieden wird, die dann $a^0/_0$ Kohlenstoff enthält. In diesem Augenblicke wird aber auch der überschüssige Kohlenstoff (in unserem Falle etwa $1^0/_0$) gleichzeitig als Graphit

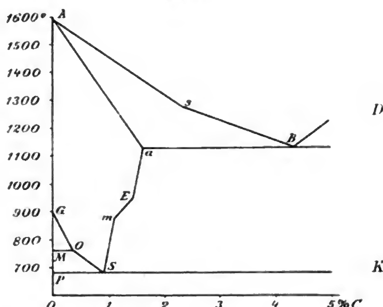
ausgeschieden und unsere eutektische Legierung muß daher aus Graphit und Mischkrystallen mit etwa 2% C bestehen.

Im weiteren Verlaufe der langsamen Abkühlung nimmt aber die Löslichkeit des Kohlenstoffes im festen Eisen noch weiter ab. Es wird daher auch noch aus der festen Lösung Graphit abgeschieden werden. Dies wird durch die Linie *aE* angedeutet. Fig. 10.

Wir haben also 2 Haupttypen von Eisen-Kohlenstoff-Legierungen zu unterscheiden:

1. solche ohne Graphit (Eisen und Stahl) und
2. solche, in welchen (nach genügend langsamer Abkühlung) Graphit auftritt (graues Roheisen).

Fig. 10.

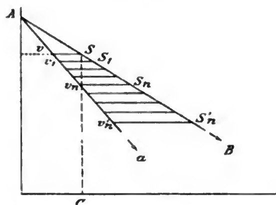


Wie schon erwähnt, bezieht sich das eben Besprochene auf den Fall einer so langsamen Abkühlung, daß der Gleichgewichtszustand wirklich erreicht wurde. Erfolgt hingegen die Abkühlung weniger langsam, so werden die Erstarrungsvorgänge etwas anders verlaufen.

Betrachten wir zunächst eine kohlenstoffärmere Eisenlegierung (Fig. 11). — Ist bei der Abkühlung der Punkt *s* erreicht, so scheiden sich, ebenso wie früher, C-haltige Eisenkrystalle von der Zusammensetzung *v* ab. Bei weiterer Abkühlung (bis s_1) lagert sich um diese eine Hüllschicht mit dem etwas größeren Kohlenstoffgehalte v_1 ab, ohne daß jedoch in diesem Falle eine vollständige Ausgleichung der Kohlenstoffgehalte beider Schichten zustande käme, und dies geht

so fort. Hat also das noch flüssige Eisen die Zusammensetzung s_n erreicht, so scheiden sich zwar ebenso, wie früher, Mischkrystalle von der Zusammensetzung v_n ab, aber der durchschnittliche C-Gehalt des erstarrten Metalles wird jetzt kleiner sein als v_n. Es bleibt somit jetzt noch kohlenstoffreicheres flüssiges Eisen übrig; die Erstarrung schreitet daher noch weiter fort, bis sie endlich bei einer tiefer liegenden Temperatur als im Falle langsamer Abkühlung beendet ist. Wir haben es also hier mit einer **Unterkühlungserscheinung** zu tun und es ist ersichtlich, daß wir auf diese Weise bei genügend hohem Kohlenstoffgehalte des geschmolzenen Eisens selbst unter den eutektischen Punkt gelangen können.

Fig. 11.



In ähnlicher Weise wirkt die rasche Abkühlung auch auf kohlenstoffreiche Eisenlegierungen: Hier wird die Abscheidung von Graphit verzögert, oder — wenn die Abkühlung rasch genug erfolgt — ganz unterdrückt, und wir kommen so zu jenen Eisensorten, die man als **weißes Roheisen** bezeichnet.

Fig. 10 zeigt in ihrem oberen Teile diese beim Erstarren flüssiger Eisen-Kohlenstoff-Legierungen auftretenden Erscheinungen.

Damit sind aber die beim Abkühlen von Eisen-Kohlenstoff-Legierungen eintretenden Vorgänge noch nicht erschöpft. Bei weiterer Abkühlung treten nämlich noch Ausscheidungen aus der **festen Lösung** (den **Mischkrystallen**) hinzu. Auch diese Ausscheidungen sind an Zustandsänderungen des Eisens geknüpft, die dem Übergange vom flüssigen in den festen Zustand ganz analog sind. Derartige Umwandlungen kommen ja auch bei anderen Elementen vor und ich will Sie hier nur an das bekannte Beispiel des Schwefels erinnern: Der monokline Schwefel geht — wie Sie wissen — bei 95·6° C

unter Freiwerden von Wärme in rhombischen Schwefel über und man spricht in solchen Fällen von allotropen Zuständen, beziehungsweise von allotropen Umwandlungen.

Ganz ähnliche allotrope Umwandlungen treten auch beim Eisen auf. Kühlt man chemisch reines Eisen von einer hohen Temperatur aus ab, so treten bei etwa 910° und 780° C beträchtliche Wärmeentwicklungen ein, während gleichzeitig die Eigenschaften des Metalles gewisse Veränderungen erleiden. Wir haben es also mit 3 allotropen Formen des Eisens zu tun, die man nach Osmond mit α, β und γ bezeichnet. Sie unterscheiden sich voneinander in folgender Weise, wobei man die Umwandlungstemperaturen mit A_3 und A_2 bezeichnet.

	γ-Fe	löst betr. Mengen C	nicht magnetisch	Änderung des thermoelektr. Verhaltens.
$A_3 = 910°$ C				
	β-Fe	löst keine oder doch nur sehr geringe Mengen C		
$A_2 = 780°$ C				
	α-Fe		magnetisch	

Die betreffenden Umwandlungspunkte (A_3 und A_2), die man auch kritische Punkte genannt hat, sind in Fig. 10 mit *G* und *M* bezeichnet.

Kühlen wir nun Eisen mit sehr niederem Kohlenstoffgehalte ab, so werden wir endlich eine Temperatur erreichen, bei welcher sich aus der bisher homogenen Masse reines (oder doch fast reines) Eisen abscheidet. Dieser Vorgang vollzieht sich unter Wärmeentwicklung, und das Eisen, das in der festen Lösung im γ-Zustande vorhanden war, geht bei seiner Abscheidung in β-Eisen über. Es ist dies ein Vorgang, der der Abscheidung von Eis aus einer Kochsalzlösung völlig analog ist, wenn wir nur statt „Erstarrungspunkt" den Ausdruck „Umwandlungspunkt" wählen. Ebenso, wie dort der Punkt der beginnenden Eisabscheidung tiefer lag, als der Erstarrungspunkt des reinen Wassers, liegt auch bei kohlenstoffhaltigem Eisen der Umwandlungspunkt A_3 tiefer als bei reinem Eisen.

Lassen wir unser kohlenstoffarmes Eisen noch weiter abkühlen, so treffen wir bei 780° abermals auf eine Wärmeentwicklung (A_2), wobei das Eisen gleichzeitig magnetisch wird. Jetzt hat sich offenbar das früher abgeschiedene β-Eisen in α-Eisen umgewandelt.

Bei wachsendem Kohlenstoffgehalte sinkt A_3 immer weiter, während A_2 ungeändert bleibt, bis endlich bei etwa 0·3—0·5% C

(je nach den anderen Bestandteilen der Legierung) A_3 und A_2 bei 780° C zusammenfallen (O in Fig. 13). Wir haben also hier einen Doppelpunkt, den man mit $A_{3,2}$ bezeichnet, und nun scheidet sich aus der Lösung von C in γ-Fe nicht mehr β-Fe, sondern unmittelbar α-Eisen ab.

Mit weiter wachsendem C-Gehalte sinkt die Lage dieses Doppelpunktes immer tiefer, bis endlich bei etwa 700° C und einem Kohlenstoffgehalte von 0·96% (bei reinen Fe-C-Legierungen) der eutektische Punkt *S* erreicht ist.

Bei noch höheren C-Gehalten scheidet sich in gleicher Weise wie bei konzentrierteren Kochsalzlösungen das Salz, längs der Linie *SE* eine Eisen-Kohlenstoff-Verbindung von der empirischen Zusammensetzung CFe_3 (oder $C_n Fe_{3n}$) ab, die man als Eisenkarbid bezeichnet hat.

Die eutektische Lösung mit 0·96% C endlich verwandelt sich bei 700° C in ein eutektisches Gemenge von Eisen und Eisenkarbid und diese Umwandlung (kritischer Punkt A_1) wird in unserem Diagramme durch die Linie *PSK* angedeutet.

Wenn wir also langsam erkaltetes graphitfreies Eisen näher untersuchen, so müssen wir in demselben finden:

a) bei 0·96% C: Das eutektische Gemenge Fe + $C_n Fe_{3n}$,
b) bei weniger als 0·96% C: die eutekt. Legierung neben α-Fe
c) „ mehr „ 0·96% „ „ „ „ „ $C_n Fe_{3n}$

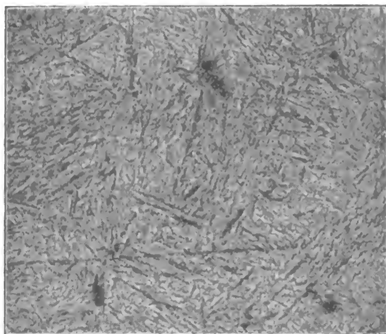
Das eben Gesagte bezog sich wieder auf den Fall langsamer Abkühlung. Erfolgt diese rasch, so wird auch hier eine Verzögerung in der Umwandlung eintreten und bei genügend rascher Abkühlung wird dieselbe ganz unterbleiben. Beim Eisen bezeichnet man diese rasche Abkühlung bekanntlich als „Härten". Wir werden somit im gehärteten Stahle kein eutektisches Gemenge, dafür aber die feste Lösung von C und γ-Fe finden. Neben dieser kann — wenn die Abkühlung ober A_1 genügend langsam erfolgte — noch Fe oder in kohlenstoffreicheren Eisensorten $C_n Fe_{3n}$ als solche auftreten. Sie sehen also, daß auf diese Weise Aufschlüsse darüber zu erlangen sind, welchen Temperaturen eine uns vorliegende Metallprobe ausgesetzt war und in welcher Weise ungefähr die Abkühlung erfolgte.

Wenn das oben entwickelte richtig war, so müssen sich die eben theoretisch entwickelten Bestandteile des Eisens auch wirklich

nachweisen lassen, und dies ist auch mittelst des Mikroskopes tatsächlich gelungen.

So haben wir im gehärteten Stahle mit etwa 0·9% C die eben besprochene feste Lösung von $C_n Fe_{3n}$ in γ-Fe, welche von Osmond nach Geheimrat A. Martens in Charlottenburg, einem der ersten Forscher auf mikroskopischem Gebiete, Martensit genannt wurde. Die Härte des Martensites ist je nach seinem C-Gehalte verschieden, durch Jodtinktur wird er gelb bis braun gefärbt (um so

Fig. 12.



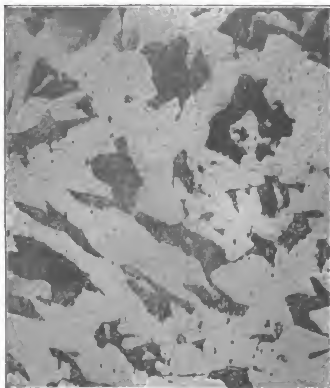
Martensit, 0·9 C. Vergr. 650.

dunkler, je mehr C er enthält) und bei stärkeren Vergrößerungen zeigt er eine eigentümliche Struktur — geradlinige Nadeln oder Fasern, die sich unter etwa 60° schneiden (Fig. 12).

In kohlenstoffarmem Eisen sieht man Körner von reinem Eisen (Ferrit genannt) und zwischen diesen kleine Partien des eutektischen Gemenges (Fig. 13). Der Ferrit ist sehr weich und wird — weil er keinen Kohlenstoff enthält — von Jodtinktur nicht gefärbt. Er ist nach drei aufeinander senkrechten Richtungen spaltbar und krystallisiert im regulären Systeme. Ätzt man die polierte Metallfläche (am besten mit $Cu\,Cl_2$), so zeigen sich Ätzfiguren, die den Spaltungsrichtungen entsprechend von Würfelflächen begrenzt sind.

Mit wachsendem C-Gehalte werden die Ferritkörner immer kleiner, während die Masse des eutektischen Gemenges wächst. Während also bei niederem Kohlenstoffgehalte das Metall hauptsächlich aus Ferritkörnern besteht, zwischen denen kleine Partien des eutektischen Gemenges abgelagert sind, besteht kohlenstoffreicherer Stahl der Hauptmasse nach aus dieser eutektischen Legierung, welche einzelne Ferritkörner umschließt

Fig. 13.



Ferritkörner (hell), Perlit dunkel. C = 0·3. Vergr. 690.

In Eisenlegierungen mit mehr als 0·96% C scheidet sich, wie schon erwähnt, das Eisenkarbid $C_n Fe_{3n}$ ab, das man wegen seines Vorkommens im Zementstahl Zementit genannt hat. Es ist sehr hart, krystallinisch und enthält 6·67% C. Von Jodlösung wird es nicht angegriffen und daher trotz seines hohen Kohlenstoffgehaltes nicht gefärbt (Fig. 14).

In Meteoreisen ist dieses Formelement gleichfalls gefunden und als Cohenit bezeichnet worden.

Das eutektische Gemenge endlich tritt in ausgeglühtem Stahl mit etwa 0·9% C allein, in kohlenstoffärmerem mit Ferrit, in kohlenstoffreichem mit Zementit gemeinsam auf. — Es besteht.

Fig. 14.



Zementit-Krystalle in einer Grundnasse von Perlit, C = 1·4. Vergr. 250.

Fig. 15.



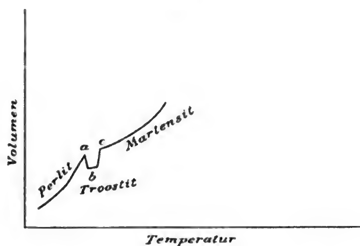
Zementit und Perlit in weißem Roheisen, C = 1·4. Vergr. 660.

wie die mikroskopische Untersuchung gezeigt hat, aus abwechselnd gelagerten, meist gekrümmten Blättchen von Ferrit u. Zementit (Fig. 15).

Wird ein derartiges Materiale auf einer elastischen Unterlage (am besten nach Martens' Vorschlag auf einer Kautschukplatte) poliert, so werden die weichen Ferritblättchen tiefer ausgerieben als die harten Zementit-Lamellen. Die Struktur ist somit ähnlich wie die von Perlmutter und tatsächlich zeigt sich bei schwachen Vergrößerungen auch ein perlmutterähnliches Farbenspiel, weshalb man für diesen Formbestandteil den Namen Perlit gewählt hat. Besonders schön zeigt sich der Perlit sowohl, als der Zementit im weißen Roheisen.

Ist die Abkühlung nicht langsam genug erfolgt, war also nicht genügend Zeit vorhanden, um eine vollständige Trennung der festen

Fig. 16.



Lösung (Martensit) in Zementit und Ferrit zu erzielen, so treten im Perlit zwischen den Blättern dieser beiden Bestandteile noch Reste dieser Mutterlauge auf, die Osmond (nach dem bekannten Gelehrten Troost) Troostit genannt hat. Der Troostit zeigt aber keineswegs die Faserstruktur des Martensites, sondern ist körnig; er ist also mit dem Martensite keineswegs identisch.

Interessante Aufschlüsse über denselben haben die Untersuchungen H. Le Chateliers über die Ausdehnung des Eisens bei hohen Temperaturen gegeben. Erhitzt man Stahl mit 0·9% C, so dehnt er sich bis in die Nähe von 700° C regelmäßig aus (Fig. 16). Nun folgt eine plötzliche Kontraktion, hierauf eine kurze schwache und dann wieder eine plötzliche Ausdehnung bis zum früheren Maximum, worauf bei weiterer Temperatursteigerung die Ausdehnung wieder regelmäßig erfolgt. Härtet man den Stahl ober *c*, so besteht er nur aus Martensit; härtet man ihn unter *a*, so besteht er nur aus

Perlit; härtet man ihn endlich möglichst genau bei *b*, so besteht er der Hauptsache nach aus Troostit. Da jedoch die Temperaturen *a* und *c* sehr nahe beisammen liegen (etwa 40°), treten neben dem Troostit unter allen Umständen noch geringe Mengen von Martensit und Perlit auf.

Eine Erklärung dieser Erscheinung läßt sich etwa in folgender Art versuchen: Meine Untersuchungen über die sogenannte Eggertzprobe, d. i. über die kolorimetrische Kohlenstoffbestimmung, sowie die Arbeiten von E. D. Campbell über die beim Lösen von Stahl in Säuren auftretenden Kohlenwasserstoffverbindungen haben die Vermutung nahe gelegt, daß im Eisen nicht nur ein einziges, sondern eine Reihe von polymeren Eisenkarbiden ($C_2\,F_6$, $C_3\,Fe_9$, $C_4\,Fe_{12}$ und $C_5\,Fe_{15}$) vorkommen, u. zw. im gehärteten Stahle (also im Martensit) vorwiegend $C_2\,Fe_6$, im ausgeglühten aber (also im Perlit) hauptsächlich $C_4\,Fe_{12}$.

Da nun der Troostit offenbar ein Übergangsglied zwischen Perlit und Martensit darstellt, ist es wohl naheliegend, anzunehmen, daß demselben auch das dazwischen liegende Karbid $C_3\,Fe_9$ entsprechen könne.

Im Perlit hätten wir also dann ein Gemenge von Fe und $C_4\,Fe_{12}$.

Wandelt sich derselbe in Troostit um, so vergrößert sich zwar die Zahl der vorhandenen Eisenkarbidmoleküle nach der Gleichung



$$3\,C_4\,Fe_{12} = 4\,C_3\,Fe_9,$$

also um $^1/_3$; aber diese lösen sich im Ferrit auf, und es ist ja bekannt, daß Lösungen im allgemeinen einen kleineren Raum einnehmen als ihre Komponenten im getrennten Zustande. So läßt sich die Kontraktion zwischen *a* und *b* erklären.

Beim Übergange von Troostit in Martensit vergrößert sich die Zahl der vorhandenen Karbidmoleküle neuerdings, u. zw. nach der Gleichung:



$$2\,C_3\,Fe_9 = 3\,C_2\,Fe_4,$$

also um die Hälfte. Mit der Zahl der gelösten Moleküle kann sich aber ganz gut das Volum der Lösung vergrößern, und so findet auch die plötzliche Ausdehnung zwischen *b* und *c* eine Erklärung.

Außer dem Troostit sind noch zwei andere kohlenstoffhaltige Formelemente im Stahle nachgewiesen worden; der Sorbit und der Austenit.

Der Sorbit, nach dem englischen Arzte Dr. Sorby benannt, dem ersten, der sich mit mikroskopischen Untersuchungen von Eisen beschäftigte, stellt ebenso wie der Troostit ein Übergangsglied dar, das der unvollkommenen Ausscheidung des Ferrites aus dem Martensit entspricht.

Der nach dem kürzlich verstorbenen Gelehrten Roberts-Austen, Professor an der Mining school in London, benannte Austenit wurde bisher nur in kohlenstoffreichen Stahlsorten gefunden, die bei sehr

Fig. 17.



Austenit. Vergr. 650.

hoher Temperatur in einer Kältemischung gehärtet wurden. Der Austenit läßt keinerlei Struktur erkennen. Er enthält ebensoviel Kohlenstoff, ja oft mehr, als der Martensit und wird daher von Jodtinktur gefärbt. Merkwürdigerweise ist er aber viel weicher als dieser, weshalb ich die Vermutung aussprach, daß er eine feste Lösung von Kohlenstoff in Eisen sein könne, während der harte Martensit den noch härteren Zementit gelöst enthalten dürfte.

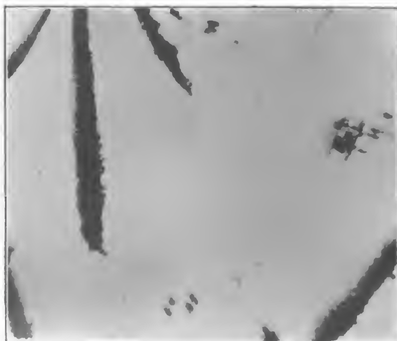
Fig. 17 zeigt Austenit (die weiße Grundmasse) neben dem grauen, krystallinischen Martensit, der hier freilich anders aussieht als früher, wo er in abgeschlossenen Massen auftrat.

Wir haben nun die in graphitfreien Eisenlegierungen auftretenden Formelemente erschöpft, und es bleibt uns nur noch übrig, das Vor-

kommen des Graphites zu besprechen. Er krystallisiert bekanntlich im hexagonalen Systeme und erscheint unter dem Mikroskope in Gestalt meist gekrümmter Blättchen, die sich oft in Knotenpunkten schneiden. Manchmal sind dieselben beim Polieren der Schliffe ausgefallen, so daß nur mehr die Klüfte (Graphitrisse genannt) sichtbar sind, in welchen sie steckten.

Häufig zeigen die an die Graphitblätter anliegenden Metallpartien auf einer oder auf beiden Seiten derselben verwaschene Säume. Ein Bild von grauem Roheisen (Fig. 18) wird das Gesagte illustrieren.

Fig. 18.



Graues Roheisen nicht geätzt mit Graphitblättchen. Vergr. 400.

Neben dem Graphit kann im Eisen noch amorpher Kohlenstoff auftreten, wenn kohlenstoffreiches Eisen lange erhitzt wurde. Diese Kohlenstofform wird nach Ledebur als Temperkohle bezeichnet.

Die theoretischen Untersuchungen über die Bildung der Temperkohle sind noch nicht abgeschlossen, doch gewinnt es immer mehr den Anschein, daß bei den Eisen-Kohlenstoff-Legierungen zwei verschiedene Gleichgewichtszustände existieren: der früher besprochene gewöhnlich auftretende, aber weniger stabile Gleichgewichtszustand zwischen Eisen und Eisenkarbid, und ein anderer, weit stabilerer

zwischen Eisen und Kohlenstoff, welchem die Bildung der Temperkohle angehören würde.

Noch haben wir einige Erscheinungen zu besprechen, die auch für das Meteoritenstudium nicht ohne Interesse sein dürften: Veränderungen durch *mechanische Bearbeitung* und *Änderungen der Korngröße durch Erwärmung und Abkühlung.*

Leider mangelt die Zeit, um diese Erscheinungen eingehender zu besprechen.

Wir haben schon früher die *Ätzfiguren* erwähnt, welche bei den *Ferritkörnern* auftreten. In jedem einzelnen Krystallindividuum sind dieselben natürlich gleich orientiert, was dazu benutzt wird, um die Grenzen der einzelnen Ferritkörner zu bestimmen. Wird nun ein ferrithaltiges Eisenstück deformiert, so kann es auch vorkommen, daß einzelne Ferritkörner Biegungen erleiden, die sich dann an einer sukzessiven Änderung in der Orientierung der Ätzfiguren äußern.

An geätzten Längsschliffen von gewalztem Flußeisen läßt sich schon mit freiem Auge eine zarte Streifung in der Walzrichtung erkennen, die teils von zeilenweise angeordneten Perlitkörnern, teils von Schlackeneinschlüssen herrührt. Wird das Materiale nun in der Walzrichtung gestaucht, so krümmen sich diese Streifen in eigentümlicher Weise, so daß von den Ecken aus in diagonaler Richtung verlaufend *doppelte* Krümmung derselben eintritt. Bei noch stärkerer Krümmung treten gerade in diesen Partien parallel verlaufende Furchen auf, die aus aneinander gereihten besonders tiefen Ätzfiguren bestehen. Diese Furchen können auch beim Biegen des Metalles sichtbar werden.

Unterwirft man eine polierte Metallprobe unter dem Mikroskope einem Zug, der über die Elastizitätsgrenze hinausgeht, so zeigen sich an der Oberfläche der Ferritkörner feine schwarze Linien, die parallel zueinander verlaufen. Zuerst, das heißt bei kleineren Spannungen, treten Liniensysteme auf, die nahe senkrecht zur Zugrichtung liegen. Mit wachsender Spannung treten hierzu in anderen Körnern neue Liniensysteme, die gegen die Zugrichtung mehr geneigt sind, und bei noch größeren Spannungen erscheinen in einem und demselben Korn mehrere solche sich schneidende Liniensysteme. Diese Linien sind keineswegs Spalten, sondern entstehen durch ein *Gleiten* des Metalles längs der Spaltungsflächen und werden deshalb als *Gleitlinien* bezeichnet.

Unter Umständen können auch statt des Gleitens oder neben demselben Drehungen einzelner Lamellen eines Krystallkornes auftreten, wodurch also Zwillingslamellen entstehen, wie z. B. beim Kalkspat. Derartige Zwillingsbildungen wurden besonders schön bei Blei, Gold, Kupfer und Nickel nachgewiesen.

Sehr merkwürdig ist folgende, von Stead beobachtete Erscheinung: Bekanntlich liegen die Spaltflächen zwar in jedem einzelnen Ferritkorn parallel, doch sind im allgemeinen benachbarte Ferritkörner ungleich orientiert. Das ist auch der Fall, wenn sehr kohlenstoffarmes Eisen bei möglichst niederer Temperatur zu Feinblechen ausgewalzt wird. Glüht man nun ein solches Blech aus, so zeigen sämtliche Ferritkörner gleiche Orientierung, und zwar so, daß 2 Spaltungsebenen unter 45° gegen die Walzrichtung verlaufen. Solche Bleche zeigen dann auch in diesen beiden Richtungen eine auffallende Brüchigkeit, die in anderen Richtungen nicht bemerkbar ist.

Diese Erscheinung bildet einen Übergang zu folgendem:

Wenn Eisen erkaltet, so werden die Perlitkörner um so größer, je langsamer die Erkaltung vor sich geht. Hat man nun beispielsweise ein grobkörniges Metall, z. B. Schienenstahl mit 0·5% C, und erhitzt denselben kurze Zeit auf etwa 800° C, so wird sein Gefüge plötzlich feinkörnig.

Es rührt dies daher, daß sich bei etwa 700° (A_1) der Perlit in Martensit umwandelt, bei der Abkühlung aber wieder rückverwandelt. A_1 ist somit ein Krystallisationspunkt, und wenn die Abkühlung bis unter A_1 rasch genug erfolgt, die Zeit zur Krystallbildung also beschränkt ist, so entsteht ein feinkörniges Gefüge. Erfolgt die Abkühlung hingegen langsamer, was man am einfachsten dadurch erreicht, daß man das Metall stärker erhitzt, ist also zur Krystallbildung mehr Zeit vorhanden, so erhält man ein grobes Metallkorn.

Mechanische Bearbeitung während dieser Krystallisation stört dieselbe natürlich ebenso, wie das Rühren die einer Salzlösung. Man wird daher, um möglichst feines Korn zu erhalten, bestrebt sein, die mechanische Bearbeitung, also beispielsweise das Walzen, bis möglichst nahe an den kritischen Punkt A_1 herunter fortzusetzen.

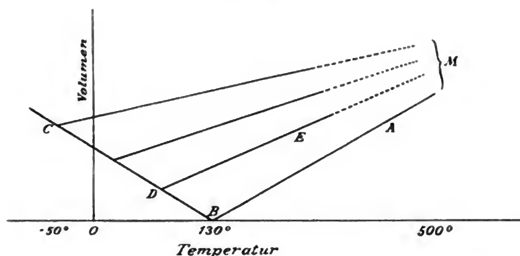
Leider ist die Zeit, welche mir zur Verfügung steht, so beschränkt, daß ich das Auftreten anderer Stoffe als Kohlenstoff im Eisen nur mehr flüchtig berühren kann.

Der Schwefel erscheint im Eisen als MnS oder als FeS ganz analog dem Auftreten des Troilites im Meteoreisen. In beiden kommen auch in gleicher Weise Metallausscheidungen vor.

Der Phosphor erscheint als PFe_3, und zwar sowohl teilweise ausgeschieden, teils als feste Lösung mit Eisen. Analog finden wir im Meteoreisen den Schreibersit (Phosphor-Nickel-Eisen).

Besonders wichtig ist für die Zwecke der Meteoritenforschung das Nickel. Leider muß ich mich nur auf einige Andeutungen über

Fig. 19.



die gerade hier sehr komplizierten Verhältnisse, die noch lange nicht völlig aufgeklärt sind, beschränken.

Während die bisher besprochenen, bei der Abkühlung eintretenden Zustandsänderungen alle umkehrbar waren, das heißt sich beim Erwärmen bei einer nur wenig höheren Temperatur im entgegengesetzten Sinne vollziehen wie bei der Abkühlung, stoßen wir beim Nickelstahl auch auf nicht umkehrbare Zustandsänderungen.

Ein treffliches Beispiel geben da die Versuche von Guillaume[1]) über die Ausdehnung von Nickelstahl. Er fand bei Nickelstahl mit 15°/₀ Ni folgendes eigentümliche Verhalten: Erhitzt man den Stahl bis zur beginnenden Rotglut und sei die Länge des Stahlstabes bei dieser Temperatur durch *A* Fig. 19 gegeben, so zieht er sich bei seiner Abkühlung bis 130° proportional der Temperaturzunahme zusammen

[1]) Compt. rend., 17. Juli 1899.

(Punkt *B*). Bei weiterer Abkühlung tritt nun aber eine Ausdehnung längs der Linie *BC* ein. Unterbricht man nun die Abkühlung etwa im Punkte *D* und erhitzt ihn neuerdings, so erfolgt seine Längenänderung nicht längs der Linie *DBA*, sondern längs der Linie *DE*. Läßt man bei *E* wieder abkühlen, so erfolgt wieder eine Zusammenziehung längs *ED*, an welche sich eine Ausdehnung längs *DC* anschließt. Hätte man jedoch längs der Linie *DE* bis zum Schnittpunkte *M* mit *BA* weiter erhitzt, so hätte die Abkühlung wieder zur Linie *AB* geführt.

Die Untersuchungen von Osmond sowohl wie jene von Dumas haben gezeigt, daß bei Nickelstahl mit 0—27% Ni die Umwandlung, welche dem kritischen Punkte A_2 entspricht, nicht umkehrbar, bei hochprozentigen Nickellegierungen aber umkehrbar ist. Dumas glaubt, daß die umkehrbare Zustandsänderung dem Ni, die nichtumkehrbare aber dem Fe entspräche.

Ausstellung.

Abkürzungen: (H) Hofmuseum, (U) Mineral.-petrogr. Universitäts-Institut, (P) Dr. Perlep, (K) Prof. Kürschner.

Spinell.

Vom edlen Spinell waren außer den gewöhnlichen roten, violetten, braunen losen Krystallen von Ceylon (H) (P) (U) insbesondere bemerkenswert ein prachtvolles Exemplar eines rubinroten Oktaeders, eingewachsen in schneeweißen dolomitischen Kalk von Birma (H). Bläuliche eingewachsene Oktaeder in Kalk lagen vor von Aker, Südermannland, Schweden (H), von Budwitz, Mähren (H), Baikal, lichtviolblau mit Phlogopit (U), Eden, New-York, Warwick, New-York, violette (111) mit gelbem Chondrodit im Marmor (H). Ähnliche Vorkommen sind: Sterling Hill N.-Jersey, grüne (111) mit Hornblende in körnigem Kalk, Amity, Orange Co., New-York, dunkelgrüne (111) mit Chondrodit im Kalk (H).

Schwarzer Pleonast lag vor vom Fassatal, schwarze (111) in augitreichem Kontaktgestein, Vesuv desgleichen in einer Augitbombe. Monroe, Hammond b. Hamburgh, N.-Jersey mehrfache Zwillinge (H).

Chlorospinell $Mg(Al, Fe)_2O_4$ lag vor von Slatoust, kleine grüne Oktaeder in Talkschiefer (H).

Dysluit von Sterling, N.-Jersey, schwarze Oktaeder (H).

Hercynit, feinkörnige derbe, dunkelgrüne Aggregate von Haslau bei Ronsperg (H).

Von den zinkhaltigen Varietäten war zur Ausstellung gekommen:

Kreittonit Bodenmais, schwarze (111) in Quarz (H) (U). Gahnit, Schneeberg, Tirol, derb feinkörnig mit Quarz, Blende, Bleiglanz, Dolomit (H) und dunkelgrüne (111) von Sterling, N.-Jersey (U). Franklin, dunkelblaue Krystalle 111 110, schwarzgrüne (111) in spätigem Kalkspat (U).

Von den chromhaltigen Spinellen hatte das mineralogische Institut mikroskopische Präparate ausgestellt: Picotit in Olivenfels von der Reutmühle, Kamptal und die Kelyphit genannten Verwachsungen mit Bronzit, die im Olivenfels Hüllen um Pyrop bilden von demselben Fundort. Ferner lagen Pseudomorphosen von Steatit nach Pleonast von Fassa und von Klinochlor nach Gahnit von Cotopaxi, Colorado vor (H).

Chrysoberyll.

Marschendorf, die spargelgrünen tafeligen Krystalle und Zwillinge in geschiefertem Pegmatit waren mehrfach vertreten (U) (H).

Helsingfors, Finnland. Sehr ähnliches Vorkommen in mittelkörnigem Aplit (H).

Takowaja, Ural, blättrige lauch- bis smaragdgrüne Aggregate und große, sehr vollkommen ausgebildete Drillinge (Alexandrit) (H) (U) (P). An geschliffenen Exemplaren (H) (P) waren die dem Alexandrit eigentümlichen roten Reflexe gut zu beobachten.

Ceylon. Ein schöner Drilling von Ratnapura zeigt die Flächen p o n x m (Buchstaben-Bezeichnung nach Miller) (P). Geschiebe von gelbgrüner Farbe (H).

Nordamerika: Greenfeld, Sarratoga Co., New-York. Herzförmiger, in Pegmatit eingewachsener Zwilling mit Schiller auf allen Flächen der Zone der a-Achse (H).

Greenwood, Oxford Co., Maine. Tafelige Zwillinge ganz ähnlich denen von Marschendorf und wie diese in geschiefertem Pegmatit (H).

Haddam, Connecticut, Körner eingewachsen mit Granat in Pegmatit (H) (U).

Brasilien: Krystall mit den Flächen b a i n o s m und deutlichem Schiller in der Zone [ai] (H). Minas Geraes: Ribeirão Filiaja jenseits des Rio Jequintinhonha kleine Geschiebe (H). Rio Piauhi trübe Geschiebe (H) (U).

X. Erklärung

bezüglich des Aufsatzes J. Rombergs in dieser Zeitschrift, Bd. XXIII, 1904, Heft 1.

In mehreren Zeitschriften, darunter auch in dieser, veröffentlicht J. Romberg unter dem Titel der Abwehr heftige, an persönlichen Ausfällen reiche Angriffe auf uns.

Obgleich es uns wohl nicht schwer fallen würde, dieselben gebührend richtig zu stellen, so glauben wir doch, in Anbetracht des persönlichen Charakters jener Aufsätze, dieselben nicht erwidern zu sollen.

Etwaige sachliche Differenzen werden durch weitere Beobachtungen aufgeklärt werden; eine derartige Polemik nützt aber weder der Wissenschaft, noch dürfte sie die Leser dieser Zeitschrift interessieren.

Aus diesen Gründen haben wir beschlossen, jene Angriffe unerwidert zu lassen.

Graz, im April 1904.

C. Doelter. J. A. Ippen. B. Went.

XI. Notizen.

Axinit vom Monzoni.

Auf pag. 29 meines Aufsatzes: „Der Monzoni und seine Gesteine", II. Teil, bemerkte ich bei der Ricolettaschlucht: „Hier soll auch früher in Klüften des Pyroxenits Axinit gefunden worden sein." Ich hatte dem Vorkommen dieses Minerals diese unbestimmte Fassung gegeben, weil mir nicht gelungen war, dasselbe selbst aufzufinden. Nun schrieb mir Herr wirkl. Geh.-Rat O. v. Huber in Berlin, daß er den Fundort ebenfalls besucht und Axinit gefunden hatte. Herr v. Huber, welcher die große Güte hatte, seine wertvolle Sammlung aus Dünnschliffen der Predazzaner und Monzonigesteine dem hiesigen mineralogischen Institute zum Geschenke zu machen, sandte mir auch ein Belegstück eines Gabbros mit Axinit aus dem oben genannten Fundorte, es ist also das Vorkommen zweifellos festgestellt.

C. Doelter.

Pseudomorphose von Dolomit nach Aragonit.

Das Auftreten von faserigem Aragonit als Kluft- und Spaltenausfüllung gehört in mehr oder weniger zersetzten Basalten und Basalttuffen des böhmischen Mittelgebirges zu den häufigsten Erscheinungen. Mitunter werden Basaltkörper an ihrem Ausgehenden von einem ganzen Netzwerk von Aragonitadern oder Gängen durchdrungen, welche Gänge über 10 *cm* Mächtigkeit erlangen können.

Diese Faseraragonite erleiden, wie ich zu beobachten Gelegenheit hatte, eine Umwandlung in Dolomit, ein Vorkommen, das im Gebiete des Mittelgebirges eine größere Verbreitung haben dürfte, aber bisher nicht bekannt zu sein scheint. Nur Breithaupt[1]) hat eine Pseudomorphose von Dolomit nach krystallisiertem Arragonit von Kolosoruk beschrieben. Vielleicht gehört seiner Entstehung nach hierher auch der von Haidinger[2]) als Beispiel für miemitische Struktur angeführte Dolomit vom Jenčowitzer Berge bei Melnik, der Gangtrümmer in Basalt bildet. Die mir bekannten Vorkommen der Pseudomorphosen stammen von einer Anhöhe SO Haberzie,

---

[1]) Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung, Leipzig 1863, pag. 118.

[2]) Handbuch der bestimmenden Mineralogie, Wien 1843.

NO Hlinai, vom Weinberge bei Malhostitz und vom Bukowitzer Berge bei Hlinai. Auch an den Abhängen am linken Bielaufer unterhalb der Ortschaft Welboth finden sie sich den Tuffen gangförmig eingelagert vor.

Die parallelfaserigen Kluftausfüllungen von Aragonit sind in ein Aggregat von gelblichweißem Dolomit umgewandelt, das bei makroskopischer Betrachtung entweder dicht erscheint oder noch die Richtung der ursprünglichen Aragonitfasern deutlich erkennen läßt. Mitunter zeigen die Platten beim Entzweischlagen innere Hohlräume, deren Wände von zu kugeligen Aggregaten vereinigten winzigen sattelförmigen Dolomitrhomboederchen bedeckt sind. Auch stalaktitische Bildungen, die der früheren Faserrichtung folgen, sind im Inneren der Hohlräume nicht selten. Minder häufig finden sich Pseudomorphosen nach sternförmig-radiärstrahligen Gestalten des Aragonits.

Eine im Laboratorium des Herrn Hofrat E. Ludwig unter gütiger Unterstützung des Herrn Dr. Th. Panzer — dem ich hiermit meinen besten Dank abstatte — von mir ausgeführte Analyse des Vorkommens von Haberzie ergab folgende Werte:

Ca O	34·09	Fe CO_3	1·45
Mg O	18·11	Ca CO_3	60·68
Sr O[1]	Spur	Mg CO_3	37·87
Fe O[2]	0·90		
CO_2[3]	47·30		
Al_2O_3	Spur		
Gangart	0·06		
Summe	100·46	Summe	100·00

Aus der Analyse geht hervor, daß im wesentlichen ein Gemenge von Dolomit mit Calcit vorliegt.

Da sich das Vorkommen der Pseudomorphose nur in recht stark zersetzten Gesteinen beobachten läßt, glaube ich, daß man nicht weit fehlgehen dürfte, wenn man sich die Umwandlung durch Einwirkung Magnesiumbikarbonat führender Tagewässer vor sich gegangen denkt. Die Magnesia konnte durch die fortschreitende Verwitterung der Basalte und Basalttuffe geliefert werden. Unterstützt wird diese Ansicht durch die Versuche von C. Klement[4]), welche ergeben haben, daß sich Aragonit durch Einwirkung magnesiahaltiger — in diesem Falle ist es Magnesiumsulfat — Na Cl-Lösungen in Dolomit umwandeln läßt, und zwar leichter als dies bei Calcit der Fall ist.

F. Cornu.

---

[1]) Spektroskopisch nachgewiesen.

[2]) Die Anwesenheit von Fe in der Oxydulform wurde durch die Ferrocyankaliumprobe an der im CO_2-Strom aufgeschlossenen Substanz ermittelt.

[3]) Direkt ermittelt. Der Wert für die berechnete Kohlensäure ist 46·85.

[4]) C. Klement, Über die Bildung des Dolomits. Min. u. petr. Mitt., XIV, 1895, pag. 526 ff.

Apophyllit von Salesl a. E.

In einer länglich eiförmigen, 3 *dm* langen Hohldruse von Natrolith, die sich in der Sammlung des Aussiger Stadtmuseums befindet und unzweifelhaft von Salesl a. E. herstammt, fand ich Krystalle von Apophyllit vor, der in dem an anderen Zeolithvorkommen so reichen Basalt nur sehr selten aufzutreten scheint. Die halbdurchsichtigen Krystalle besitzen eine Länge von 6 *mm* in der Richtung der c-Achse und weisen die Formen (111), (100) und (001) auf, sie sitzen auf den Nadeln des Natrolith, von denen sie zum Teil durchdrungen werden.

Der Gismondin vom gleichen Fundort wurde früher für Apophyllit gehalten.

F. Cornu.

XII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

D'Achiardi G.: Forme cristalline del Berillo Elbano. — Proc. verb. d. Soc. Tosc. di. Sc. Natur. 13. März 1904. Pisa 1904.

Agamennone G.: Sulle difficoltà inerenti alla registrazione veloce-continua. — Estratto d. Boll. d. Soc. Sism. Ital. Vol. IX, 1903.

Baumhauer H.: Über die Aufeinanderfolge und die gegenseitigen Beziehungen der Krystallformen in flächenreichen Zonen. — Sitzungsber. d. königl. preuß. Akad. d. Wissensch. Sitz. d. phys.-math. Klasse, 10. März 1904. XIV.

Chaves F.: Pseudomorfis de processo quimico. — Mem. d. l. Sociedad Españ. d. Hist. Natural. Tomo II, Memoria 4.

Credner H.: Der Vogtländische Erdbebenschwarm von 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig. — Des XXVIII. Bd. d. Abh. d. math.-phys. Kl. d. königl. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. Nr. VI. (Mit 26 Seismogrammen als Textfiguren und einer Karte.)

Curie Mme.: Untersuchungen über die radioaktiven Substanzen. Braunschweig 1904.

Demel W.: Chemische Analysen schlesischer Minerale. — 2. vermehrte Aufl. Troppau 1904. (A. Drechsler.)

Etzold Fr.: Bericht über die von Wiecherts astatischem Pendelseismometer in Leipzig vom 1. Jänner bis 30. Juni 1903 registrierten Fernbeben und Pulsationen. (Mit 4 Tafeln, 2 Textfiguren). — Abdruck a. d. Ber. d. math.-phys. Kl. d. königl. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig. Sitzung 1. Aug. 1903.

Gossner B.: Dimorphie der Tellursäure. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXVIII, pag. 489, 1903.

Derselbe: Über zwei neue Doppelhalogenide. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd XXXVIII, pag. 504, 1903.

Derselbe: Kaliumsulfat, Natriumsulfat. Glaserit. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXIX, H. 2.

Derselbe: Untersuchung polymorpher Körper. Inaug.-Dissert. München.

Hoffmann J.: Radium im Schlaggenwald. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. prakt. Geologie. XII. Jahrg. 1904.

Hornung F.: Kali-Absorption durch Gesteine. — Separatabdruck a. Nr. 2 d. Org. Verein der Bohrtechniker.

Johnsen A.: Die anormalen Mischkrystalle. — Separatabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Bd. II, Jahrg. 1903.

Derselbe: Ein neues Mischungsglied der $MgCO_3$-Reihe. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903.

Derselbe: Über Zwillingsbildung. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. Nr. 17, 1903. — Bittersalz-Zwillinge nach (110). Ebenda Nr. 23, 1903.

Lapparent de M. A.: Rapport présenté au nom de la commission de sismologie. Comptes rendus. 15. Februar 1904.

Lenarčič J.: Über gegenseitige Löslichkeit und Ausscheidungsfolge der Mineralien im Schmelzflusse. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1903.

Mach E.: Objektive Darstellung der Interferenz des polarisierten Lichtes. — Separatabdruck a. d. Boltzmann-Festschrift 1904.

Meyerhoffer W.: Über Reifkurven. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. physik. Chemie. XLVI, 1903.

Derselbe: Über Darstellung von Salzen auf dem Wege der doppelten Umsetzung. — Separatabdruck a. d. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellschaft. XXXVII, H. 1.

Moissan H.: Einteilung der Elemente. — Autor. deutsche Ausgabe von Dr. Th. Zettel. Berlin 1904.

Ossat Angelis d. G.: La resistenza specifica elettrica delle rocce e dei terreni. agrari. — Reale accad. d. Lincei. Estr. d. vol. XII, 2° sem., serie 5ª, fasc. 7°.

Sachs A.: Die chem. Zusammensetzung des Gismondins nach einem neuen schlesischen Vorkommen dieses Minerales im Basalte von Nikolstadt bei Liegnitz. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 215—216.

Schilling J.: Das Vorkommen der seltenen Erden im Mineralreiche.

Schwarz T.: Resultate aus den im Jahre 1900 auf der Sternwarte zu Kremsmünster angest. meteorolog. Beobachtungen. Wels 1901.

Sommerfeld E.: Über den Satz, daß Symmetrieachsen mit einer Drehungsperiode gleich 5 oder größer als 6 bei Krystallen nicht auftreten können. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904.

Souza-Brandao de V.: Über eine Skala von Lichtbrechungs-Indikatoren. — Separatabdruck aus dem Zentralbl. f. Min. etc. 1904.

Tschermak G.: Über die chem. Konstitution der Feldspate. — Sitzungsber. d. kais. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXII, Abt. I, 1903.

Mineralogie.

Bauer M.: Jadeit und Chloromelanit in Form prähistorischer Artefakte aus Guatemala.

Bergt W.: Über einige sächsische Minerale. — Abh. d. naturw. Gesellsch. „Isis“ in Dresden 1903, H. 1.

Cayeux L.: Sur la présence de cristaux macroscopiques d'albite dans les dolomies du Trias de la Crète. — Compt. rend. des séances de l'académie des sciences 1903.

Duparc M. L., Pearce F.: Sur la sorétite, une amphibole nouvelle du Groupe des hornblendes communes. — Extr. du Bull. de la Soc. franç. de Minéralogie, Juni 1903.

Duparc M. L.: Sur une nouvelle variété d'orthose. — Comptes rend. d. séances d. l'acad. d. scienc. Paris 14. März 1904.

Grott P.: Tableaux systématique des Minéraux classes d'après leurs propriétés chimiques et cristallographiques. Genève 1904.

Hamberg A.: Mineralogische Studien. — Nr. 20. Über einen pseudoregul. Antigorit von Persberg in Wermland. — Nr. 21. Ein pseudoregul. Antigorit von der Kogrube bei Nordmarken. — Nr. 22. Ein Vorkommen von Triplit und ungewöhnlich großen Turmalinen bei Skrumpetorp im Kirchspiel Godegård in Östergötland. — Nr. 23. Turmalin aus dem Westerbyer Feldspatbruch im Kirchspiel Hammar, Regierungsbez. Örebro. — Nr. 24. Die Selbständigkeit des Ganophyllit als Mineralspezies. — Separatabdruck a. d. Geol. Fören. i Stockholm vörhandl. Bd. XXVI, 1904.

Krejči A.: Gold aus der Votawa bei Pisek u. seine Begleitmineralien. — Bull. intern. de l'acad. des scien. d. Bohême 1904.

Mann O.: Beiträge zur Kenntnis verschiedener Mineralien. — Inaug.-Dissert. Leipzig 1904.

Pratt J. H.: The production of chromite or chromic iron ore in 1902.

Derselbe: The production of asbestos in 1902.

Derselbe: The production of barytes in 1902, with a note on Strontium. — Extr. from min. resources of the Unit. Stat. Calendar Year 1902, Washington 1903.

Reinisch R.: Über Astrolith, ein neues Mineral. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 108—115.

Schaller W. T.: Notes on some california Minerals. (Halloysite, Amblygonite, Boothite, Pisanite, Quarz Pseudomorph after Apophyllite.) — From the Am. Journ. of sc. Vol. XVII, 1904.

Schaller W. T. u. Hildebrand W. F.: Crystallographical and chemical Notes on Lawsonite. — From the Am. Journ. of sc. Vol. XVII, 1904.

Spezia G.: Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella anidrite associata al Quarzo trovata nel traforo del sempione. — Estr. d. Atti d. R. Accad. delle Sc. d. Tornio. Vol. XXXIX. Adun. d. 28 Febr. 1904.

Strandmark J. E.: Bidrag till kännedomen om celsian och andrea Baryt-Fältspater. — Aftryck ur geol. För. I. Stockholm Vörhandl. Bd. XXV, H. 5, 1903, Samt Bd. XXI, H. 2, 1904.

Ussing N. V.: Sur la Chryolithionite, espèce minéral nouvelle. — Acad. Royale d. Sc. et d. Lett. de Danemark 1904.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Medanich G.: Beiträge zur experimentellen Petrographie. — Sonderabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Bd. II, pag. 20—32, 1903.

Mercalli Giuseppe: Contribuzione allo studio geologico dei vulcani Viterbesi. — Sonderabdruck aus Memoria della Pontificia Accademia Romana d. Nuovi Lincei. Vol. XX. Roma 1903.

Derselbe: Sulla forma di alcuni prodotti delle Esplosioni vesuviane recenti. — Estr. d. Atti d. Soc. Ital. d. Scienze Nat. Vol. XLII. Milano 1903.

Derselbe: Ancora intorno al modo di formazione di una cupola lavica vesuviana.

Derselbe: Notizie Vesuviane (anno 1902). — Modena coi tipi d. soc. Tipogr. ant. tipogr. soliani 1903.

Derselbe: Notizie vesuviane (Gennaio-Giugno 1903). Modena 1903.

Milch L.: Über die Entstehungsweise der Tiefengesteins-Massive. — Jahresber. d. schles. Gesellsch. f. vaterl. Kultur (Naturw. Sektion). Breslau 1903.

Morozewicz J.: Über einige Ganggesteine des Bezirkes von Taganrog. Mit 5 Tafeln. St. Petersburg 1903.

Derselbe: Der geologische Aufbau des Hügels von Issatschki. Mit 4 Taf. St. Petersburg 1903.

Mrazec L. u. Duparc L.: Über die Brauneisensteinlagerstätten des Bergrevieres von Kisel im Ural (Kreis Solikamsk des Permischen Gouvernements). — Sonderabdruck a. d. österr. Zeitschr. f. Berg- uud Hüttenw. LI. Jahrg. Wien 1903.

Osann A.: Entgegnung. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl f. Miu. etc., pag. 737 bis 741. Stuttgart 1903.

Outlines of the Geology of Japan. Descriptive text to accompany the geological map of the empire on the scale 1 : 1,000.000. Compiled by the officials of the imperial geological survey of Japan. Tokyo 1902.

Petrasch K.: Beiträge zur experimentellen Petrographie. Mit 1 Tafel u. 3 Fig. im Texte. — Sonderabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XVII, pag. 498—515 u. Taf. XLIII. Stuttgart 1903.

Petraschek W.: Zur Geologie des Heuscheuergebirges. — Sonderabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Nr. 13, 1903. Wien 1903.

Popoff Boris: Zur Frage der Entstehung terrassenähnlicher Abstufungen an moränebedeckten Gebirgsabhängen unter Inlandeis gewesener Gebiete. — Sonderabdruck a. d. Verh. der russ. kaiserl. mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg XLI. Lief. 2. St. Petersburg 1903.

Derselbe: Eine neue Untersuchungsmethode der Sphärolithbildungen. Petersburg 1903.

Derselbe: Über Rapakiwi aus Südrußland. Petersburg 1903.

Redlich A. Karl: Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. — Sonderabdruck a. d. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Bd. LIII, H. 2, 1903.

Reinisch R.: Petrographisches Praktikum. II. T. Gesteine. Berliu 1904.

Reis Otto M.: Über Stylolithen, Duteumergel und Landschaftenkalk (Antrakolith z. Feil). — Abdruck a. d. Geognost. Jahresheften. 16. Jahrg. 1903.

Romberg J.: Zur Richtigstellung. — Sonderabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. pag. 245, Nr. 12, 1903.

Ruetschi G.: Zur Kenntnis des Rofnagesteines. Ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Inaug.-Dissert. zur Erl. d. philos. Doktorwürde, vorgel. d. hohen philos. Fak. d. Univ. Zürich. Lausaune 1903.

Schweig M.: Untersuchungen über die Differentiation der Magmen. Inaug.-Dissert. Jena 1903. — Sonderabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Mineralogie etc. Beilage Bd. XVII.

Sachs A.: Die Bildung der oberschlesischen Erzlagerstätten. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc., pag. 40—49. Stuttgart 1904.

Saintignon M. F. de: Sur les tremblements de terre. Pressions différentielles dans les fluides. Paris 1903.

Salomon Wilhelm: Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Odenwälder Manganmulme. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft. Bd. LV, H. 3, Jahrg. 1903.

Derselbe: Über die Stellung der Randspalten des Eberbacher und des Rheintalgrabens. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft. Bd. LV, H. 3, 1903.

Derselbe: Über junge Dislokationen. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft. Jahrg. 1903.

Schröder van der Kolk: Over de Sympathien en Antipathien der elementen in de Stollingsgesteenten. I. — Verh. d. Koninkl. Akad. v. Wetenschappen te Amsterdam. II. Sectie. Mit 8 Platen. Amsterdam 1903.

Schwarz Franz: Bericht über Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1902, Nr. XXI. — Mitt. d. Erdbebenkomm. d. kais. Ak. d. Wiss. Wien.

Spezia Giorgio: Sulla anidrite mikaceo-dolomitica e sulle Rocce decomposte della Frana del traforo del sempione. Torino 1903.

Stübel Alfons: Ref. über Stübel Alfons: Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. — 4°, 85 S. m. 53 Textillustr. u. 1 großen Tafel in Farbendr. Leipzig 1903, Max Wegener. — Abdr. a. Dr. A. Petermanns Geogr. Mitt. 1903, Heft 9.

Termier P. M.: I. Sur quelquel analogies de Facies Géologiques entre la zone centrale des alpes orientales et la zone interne des alpes occidentales. — II. Sur la structure des Hohe Tauern (Alpes du Tyrol). — Sur la synthèse géologique des alpes orientales. 1903.

Termier P.: Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Paris 1903.

Tietze E: Jahresb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1903. — Sonderabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1904, Nr. 1. Wien 1904.

Vogt J. L.: Die regional metamorphosierten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen (Dunderslandstal usw.). Über die Genesis der nordnorwegischen Eisenerzlager. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. prakt. Geologie. XI. Jahrg. Februar 1903.

Derselbe: Das Bleiglanz-Silbererz-Gangfeld von Svenningdal im nördl. Norwegen. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. prakt. Geologie. X. Jahrg. Jänner 1902.

Zimmermann E.: Über einen neuen Fund von Lias in Thüringen. — Sonderabdruck a. d. Juni-Protokoll d. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., pag. 69, Jahrg. 1903.

Zimmermann M.: L'atlas des Colonies françaises de Paul Pellet. — Extrait d. Ann. de Géographie. Tome XII, No. 64. Paris 1903.

Zirkel F.: Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. XXVIII. Bd. d. Abh. d. math.-phys. Kl. d. königl. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. Nr. 3. Leipzig, Teubner, 1903.

Langenhan A.: Versteinerungen der deutschen Trias (des Buntsandsteins, Muschelkalks u. Keupers). — Enth. Text mit 17 Bildtafeln sowie mehrere Textfig. Liegnitz 1903, Scholzsche Kunsthandlung (Raillard).

Linck G.: Beiträge zur Geologie u. Petrographie von Kordofan. — Sonderabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XVII, 1903.

Derselbe: Beitrag zur Lehre von der Differentiation der Magmen. — Sonderabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc., pag. 605—608, 1903.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

J. Morozewicz. Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 3, pag. 225—262. Taf. II—IV. 1904. G. 80, 82, H. 28, db.

V. Neuwirth. Über Gestalt und Bau der Zöptauer Albite. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 3, pag. 263—275. 1904. G. 50.

R. Beck. Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 3, pag. 276—297, 1904. G. 80, 83, 84.

G. Tschermak. Die Ableitung der Krystallisationsgesetze. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 3, pag. 298. 1904. G. 110.

R. Koechlin. Neue Mineralien. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 3, pag. 298 bis 301. 1904. G. 40. — Erikit, Eglestonit, Terlinguait, Montroydit, Kunzit, Boothit, Astrolit, Kryolithionit.

XIII. Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis.

Von J. Morozewicz.

(Mit Tafeln II—IV und 4 Textfiguren.)

(Fortsetzung und Schluß.)

II. Tektonik und Lagerungsverhältnisse der erzführenden und der ihnen benachbarten Gesteine.

Der unlängst erwähnte unterkarbonische Kalkstein bildet eine unregelmäßige Synklinale, deren westlicher Flügel meridional streicht und O ∠ 60° fällt, während ihr östlicher Flügel NO 30° streicht und NW ∠ 50° fällt. Diese Synklinale ist offenbar durch eine Längsverwerfung gesprengt worden. Die die Kalksteine von Osten und Westen umgebenden Keratophyre und Orthophyre sind in sie eingedrungen und haben sie möglicherweise zum Teil gehoben. Zu beiden Seiten der Mulde zwischen dem Kalkstein und den Porphyren sind Gang-Diabase zu bemerken. Größere stockartige Massen von letzteren lagern in Gestalt vereinzelter Inseln inmitten der Orthophyre, die somit älter sind als sie. Die gemeinsame Lagerung von SiO_2- und alkalireichen Orthophyren mit basischen Diabasen liefert ein schönes Beispiel für die sogenannte Differenzierung des Magmas. Das Alter der Keratophyre und Orthophyre im Verhältnis zu den Graniten und Dioriten des Magnetberges wird dadurch fixiert, daß bisweilen Stücke von diesen in die fluidale Masse jener eingeschmolzen erscheinen.

Was den Magnetberg im speziellen betrifft, so besteht sein Hauptmassiv (der Berg Berésowaja) aus Graniten und Dioriten, die durch Vermittlung des Granit-Diorits ineinander übergehen. Feinkörnige Syenite und Orthoklas-Porphyre finden sich als Gänge im Augit-Diorit. Ferner tritt als Ganggestein auch noch Quarz-Kera-

tophyr und Atatschit auf, und auch diese beiden können als anschauliches Beispiel für die Differenzierung des alkalischen in Kali- (Atatschit) und Natronmagma (Keratophyr) dienen. Der Atatschit ist wahrscheinlich jünger als der Quarz-Keratophyr.

Aus den Einzelheiten in der Lagerung und den wechselseitigen Beziehungen der den Magnetberg und seine nächste Umgebung zusammensetzenden Gesteine kann man folgende chronologische Reihenfolge ihres Erscheinens an der Erdoberfläche ableiten. Gegen Ausgang der devonischen und zu Beginn der karbonischen Periode bildeten der Magnetberg und der Kuibas eine felsige Anhöhe, von einem Meere umspült, dessen Fluten von zahlreichen Vertretern der Brachiopoden, Korallen und Foraminiferen belebt wurden. Nachdem sich dieses verzogen hatte, begann für die marinen Sedimente und die ihnen zugrunde liegenden Gesteine eine ganze Reihe von Dislokationen in meridionaler und in nordwestlicher, in der Folge auch in nordöstlicher Richtung. Als deren Resultat erscheint zunächst die Eruption der trachytoiden Orthophyre, der Felsite und der Keratophyre, sodann die der Gesteine von Diabas-Magma (Olivin-Diabas, Diabas-Porphyrit, Melaphyr). Auf dem Magnetberge selbst hat sich der Erguß und die Injektion der Ganggesteine annähernd in der Ordnung vollzogen, daß zuerst die Orthoklas-Augit-Porphyre, dann die Augit-Labrador-Porphyrite, ferner die Quarz-Keratophyre und endlich der Atatschit zu Tage trat. Manche Magmen sind augenscheinlich zu wiederholten Malen zum Ausbruche gelangt, z. B. das trachytische (als Orthophyr und als Keratophyr) und das Diabas-Magma (als Olivin-Diabas und als Melaphyr). Die sauren Magmen haben sich im allgemeinen früher ergossen als die basischen, die trachytoiden Porphyre sind älter als die Diabase, der Quarz-Keratophyr älter als der Atatschit, aber jünger als der Porphyrit. Der schroffe chemische Gegensatz dieser Magmen springt in die Augen, wobei ihre Differenzierung in der Weise vor sich gegangen ist, daß sich zunächst das Kali-Natron-Magma absonderte und dann erst das Calcium-Magnium-Eisen-Magma, oder auch zuerst das Natron- und erst später das Kali-Magma. Demnach sind die Magmen von geringerem spezifischen Gewicht im allgemeinen früher zum Ausbruch gelangt als die schwereren.

Als diese Periode der Eruptionen, die offenbar von einer gewissen Regelmäßigkeit beherrscht war, ihren Abschluß gefunden

hatte und folglich die Tektonik der Landschaft in großen Zügen festgelegt war, trat eine lange anhaltende Periode innerer Ruhe, aber um so eingreifenderer äußerer Zerstörung und Erosion ein, als deren Resultat wir die zerstreuten Einzelkuppen, ihre abgerundeten Umrisse und schließlich die mächtigen Anschwemmungen zu betrachten haben, die wir gegenwärtig erblicken und von denen oben die Rede gewesen ist.

Die Lagerung des Granatgesteins und der Eisenerze. Als eine besonders charakteristische Eigentümlichkeit in der Lagerung der Eisenerze auf dem Magnetberge macht sich die überaus vorgeschrittene Verwitterung der krystallinischen Gesteine geltend, die ihnen zugrunde liegen. Es gibt hier nicht ein einziges Erzlager, das auf frischem, primärem krystallinischem Gesteine ruhte oder auch nur in unmittelbarem Kontakt mit solchem stünde. Überall ist zwischen beiden eine gewisse Übergangszone von Gesteinen sekundären Ursprungs bemerkbar, unter denen der Granatfels im Vordergrunde steht, und das ist der zweite hervorstechende Charakterzug der Erzfundstätten am Magnetberge. Dabei ist auch der Granatfels selbst meist stark zerstört und epidotisiert. Mindestens läßt sich dies für die Berge Dalnaja, Atatsch und Usjánka, das heißt für die allerreichsten Erzlager als Regel aufstellen. An anderen Orten, z. B. auf dem westlichen und auf dem nordwestlichen Ausläufer der Berésowaja Gorá, wo große Massen von Granatfels in frischem Zustande erhalten sind, ist überhaupt nur wenig Erz vorhanden.

Abgesehen vom Granat- oder Granat-Epidot-Gestein stehen mit dem Erze auch noch Kaolin- und Tongebilde in enger Verbindung, die indes vermöge ihres petrographischen Charakters an der Erdoberfläche nur selten vor dem Untergange bewahrt bleiben.

Zur Erläuterung des Gesagten folgen unten zwei typische Profile, die den Schürfarbeiten des Bergingenieurs M. Bronnikow entnommen sind.

a) Graben am Südwestfuße des Berges Berésowaja. Dies ist ein in theoretischer Beziehung sehr interessantes und lehrreiches Profil, denn es zeigt nicht nur die Lagerung des Erzes in Gestalt eines kleinen Nestes, sondern gibt auch über die wechselseitigen Beziehungen der drei Ganggesteine Aufschluß, die den Augit-Diorit durchziehen (Fig. 2). Das Erz lagert als Nest in mittelkörnigem Augit-Diorit, der mit der Annäherung an das Magneteisenerz immer

stärker verwittert ist, bis er im unmittelbaren Kontakt damit durch lockere Kaolin- und Granat-Epidot-Gesteine ersetzt wird. Der nämliche Diorit wird südwestlich vom Erzlager (in einem Abstande von 20 *m*) von einem mächtigen Orthoklas-Augit-Porphyr-Gang durchschnitten, der seinerseits noch zwei schlankere diskordante Gänge

Fig. 2.

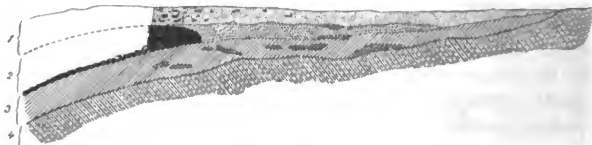


Maßstab: 1 : 500.

Profil (Graben) am Südwestfuße des Berges Berésowaja: 1. Orthoklas-Augit-Porphyr-Gang; 2. Quarz-Keratophyr-Gang; 3. Atatschit-Gang; 4. Augit-Diorit; 5 und 6. verwitterte Kaolin- und Granat-Epidot-Gesteine; 7. Magneteisenerznest.

von Quarz-Keratophyr und Atatschit umschließt. Die Dimensionen des Erzlagers sind unbeträchtlich: in der einen Richtung mißt er im ganzen 26 *m*, in der anderen nur 22 *m*.

Fig. 3.



Maßstab: 1 : 500.

Profil (Graben) am Südwestabhange des Atatsch: 1. Humus und loses Erz; 2. Muttererz; 3. verwitterte Granat-Epidot- (die durch doppelte Schraffierung ausgezeichneten Partien) und Kaolin-Gesteine; 4. Atatschit.

b) Die Schürfgraben auf dem Atatsch, quer zu seiner meridionalen Hauptachse, gaben alle dasselbe Schema für die Erzlagerung. Auch hier bildet verwitterter Atatschit (Fig. 3) unter Vermittlung von Granat-Epidot- und Kaolin-Gesteinen die Unterlage des Erzes. Dieses liegt konkordant auf dem Atatschit und beide zusammen fallen ziemlich steil nach Westen. Aufschlüsse von Erz treten fast längs dem ganzen westlichen Abhange des Atatsch zu Tage und

man muß annehmen, daß sie in seiner ganzen Ausdehnung in gleicher Weise von Granat-Epidot- und Kaolin-Gesteinen unterlagert sind.

Das nämliche Schema wiederholt sich im Grunde genommen auch auf der Málaja Gorá und auf der Usjánka, nur daß hier der verwitterte Granatfels zwischen dem Erze und dem Augit-Granit ruht. Die Granat-Epidot-Gesteine umziehen die Erzlagerstätten der Berge Atatsch, Málaja und Usjánka wie ein bald schmaler, verwitterter, bald breiter und fester Saum. Manche Partien davon haben der Zersetzung Trotz geboten und treten als kleine Streifen oder Höcker hervor, z. B. am Nordwestabhange des Atatsch, am Nordabhange der Usjánka usw. Im allgemeinen geht aus der Gesamtheit aller Beobachtungen hervor, daß das Auftreten von Granat-Epidot-Gesteinen überall mit Erzlagern in Verbindung steht, und daß diese in stark zersetzten Granat-Epidot-Gesteinen im ganzen reicher sind.

Richten wir nun unsere Aufmerksamkeit auf die Verteilung der Erzfelder, so können wir eine beachtenswerte und ihnen allen gemeinsame Eigentümlichkeit nicht übersehen: alle Erzlagerstätten liegen entweder an den Abhängen oder am Fuße der Berge. So birgt der in seiner Gesamtgestalt an ein liegendes dreiseitiges Prisma erinnernde Berg Atatsch seine Erzreichtümer nur an seiner Westseite und zum Teil an seinem Fuße; die der Berge Málaja und Usjánka ruhen am Südabhange des Granit-Dioritkammes, der vom höchsten Punkte des Atatsch nach Westen ausläuft, und die Jeshewka lehnt sich an den Fuß der Usjánka an. Ebenso finden sich Erzlagerstätten am Nordfuße des östlichen Ausläufers des Atatsch und an den Westabhängen des Ausläufers des Berges Berésowaja. Was den Berg Dálnaja betrifft, so zeigen zum Teil natürliche Entblößungen, zum Teil die regulär exploitierte Grube der Hüttenwerke Beloreczk, daß er mindestens in seiner westlichen Hälfte nach dem Typus des Atatsch gebaut ist; er bildet auch gleichsam ein dreiseitiges Prisma, dessen Kern aus krystallinischen Gesteinen (Augit-Diorit, zum Teil auch Augit-Orthoklas-Porphyr und Granit) besteht, während das Erz in Gesellschaft mit Granat-Epidot- und Kaolin-Gesteinen vorwiegend am südlichen Abhange des Berges ruht. Die Osthälfte des besprochenen Berges ist beinahe über und über mit Erz bedeckt, aber das ist loses Erz, das gewissermaßen Schutthalden des Muttererzes darstellt, wobei dieser Teil des Berges von Schürfarbeiten ganz unberührt bleibt. Daher müssen wir annehmen, daß der Berg Dálnaja

in seiner vollen Ausdehnung denselben Bau beibehält wie in seiner westlichen Hälfte, das heißt, daß er aus einer inneren krystallinischen Achse mit Erzlagern an den Abhängen besteht.

Indem wir uns nun im Detail den Lagerungsverhältnissen des Erzes und der Granatgesteine zuwenden, müssen wir zunächst bei der Grube der Hüttenwerke Belorezk verweilen, die vor wenigen Jahren an dem Punkte des Berges Dálnaja angelegt worden ist, wo dieser mit seinem westlichen Ende einesteils mit der Berésowaja, andernteils mit dem Atatsch verschmilzt und wo das Erzlager mit den Augit-Dioriten, Graniten und Orthoklas-Augit-Porphyren in unmittelbarem Kontakt steht. Das Bergwerk stellt eine Reihe mehr oder weniger regelmäßiger Abstufungen von etwa 2 *m* Höhe dar, deren im ganzen 10 oder 11 am südlichen und 2 am nördlichen Abhange vorhanden sind.

Überblicken wir das besprochene Bergwerk im allgemeinen, so fällt uns die außerordentliche Buntheit der Bilder in die Augen; in schwarzen Streifen und Flecken wechselt das Erz ohne jede erkennbare Regelmäßigkeit mit den gelbbraunen Partien verwitterten Granat-Epidot-Gesteins und selbst mit weißen Anhäufungen und Zwischenschichten von Kaolingebilden ab. Dabei kann es uns nicht entgehen, daß die schwarzen Erzflecken auf den tieferen Stufen zahlreicher sind, während auf den höheren die gelblichgrauen Partien von taubem Gestein vorherrschen. Im großen und ganzen hat indes das tote Gebirge das Übergewicht. Auf jeder Stufe bemerken wir ein anderes Verhältnis zwischen beiden. (Unter „taubem Gestein“ verstehen wir hier stets verwittertes Granat-Epidot-Gestein und Kaolingebilde.)

Aus zahlreichen Beobachtungen und Messungen geht es hervor: 1. daß die tieferen Stufen reicher an Erz sind als die mittleren und oberen, 2. daß oben auf dem Kamme ziemlich frisches, primäres krystallinisches Gestein (Augit-Diorit) ruht und 3. daß die einzelnen Erzpartien in benachbarten Stufen weder in ihrer Mächtigkeit, noch in ihrer Lage einander entsprechen. So tritt an Stelle der großen zusammenhängenden Erzmasse auf der I. Stufe auf der II. taubes Gestein, und die mittlere Partie von taubem Gestein auf der III. Stufe berührt sich mit Erz auf der IV. usw. Projizieren wir alle Abstufungen auf eine horizontale Ebene, so erhalten wir ein Bild (s. den Plan auf Taf. IV), das an einen Schlieren- oder Zellenbau erinnert,

und zwar infolgedessen, daß die Parzellen der verschiedenen Horizonte in einer Fläche vereinigt zum Teil ineinander fließen, während sie in Wirklichkeit ganz selbständige Erzanhäufungen bilden können.

Was die Form der einzelnen Erzmassen betrifft, so ist sie sehr mannigfaltig. Auf den unteren Stufen herrschen ansehnliche stockförmige Massen dichten, gewissermaßen zusammengeflossenen Magneteisenerzes vor; auf den mittleren Stufen sind solche seltener und das Erz lagert hier eher in Gestalt von Nestern und Zwischenschichten, stets unterbrochen von taubem Gestein, vorwiegend Granatfels. Im allgemeinen kann man sagen, daß das Erz hier gleichsam im tauben Gestein suspendiert ist.

Es liegt auf der Hand, daß die gemeinsame Lagerung ihrem spezifischen Gewichte und ihrer Struktur nach so ungleicher Gesteine, wie die großen dichten Magneteisenerzklötze einerseits und die verwitterten, lockeren Granat-Epidot- oder Kaolinitgesteine andrerseits gewisse Verschiebungen, ein Abwärtsgleiten der großen schweren Massen im Gefolge haben muß, und diese Vermutung findet auch in der Tektonik des Bergwerks ihre Bestätigung. An manchen Stellen bemerkt man z. B. eine Schieferung des tonigen tauben Gesteins, das unter einem gewaltigen Magneteisenerzblock liegt, wobei die dünnen Tonschichten in eine Synklinalfalte gebogen sind, die annähernd den Umrissen des Erzblockes entspricht (II. Stufe). Eine Synklinale mit einer Antiklinale finden wir auch auf der IV. Stufe, wobei abermals in der Mulde eine kompakte Magneteisenerzmasse liegt. Manche Stufen sind wie durch Verwerfungen unterbrochen, und wenn in der Nähe der Verwerfungsfläche sich eine kompakte Erzmasse befindet, nimmt diese gewissermaßen das Aussehen eines Ganges an. Allein all diese Falten und Verschiebungen sind Erscheinungen rein lokalen Charakters, die sich selten über zwei benachbarte Abstufungen erstrecken. Immerhin aber liefern sie den Beweis, daß Magneteisenerzblöcke den Abhang hinabgleiten können. Ein augenfälliges Beispiel dafür erblicken wir auf dem Atatsch; oben in der Mitte dieses Berges ist eine deutliche Einsattlung zu sehen, der in der Tiefe ein Erzhügel entspricht, und dieser ist offenbar durch eine Rutschung entstanden.

Wir haben uns bisher nur mit der Lagerung des Muttererzes beschäftigt, das an Ort und Stelle entstanden ist, ohne Regelmäßigkeit mit Granat-Epidot- und Kaolingesteinen abwechselt und

meist in den tieferen Partien der Erzlager ruht. An der Oberfläche aber haben wir es durchwegs mit einem anderen Erztypus zu tun, und zwar mit losem Erz. Das ist eine Anhäufung einzelner Stücke oder kleiner Erzblöcke, die entweder unmittelbar aufeinander liegen, wobei zwischen ihnen Hohlräume vorhanden sein können, oder durch eine geringe Menge Ton miteinander verkittet sind. Aller Wahrscheinlichkeit nach bildet sich solches Erz auf dem Wege der Auslaugung und Ausspülung des lockeren tauben Gesteins, d. h. des Kaolins und der Epidot-Granat-Gesteine. Als Folge dieses Prozesses, der mit einer Zerkleinerung des Erzes selbst Hand in Hand geht, tritt eine allmähliche Senkung desselben ein, so daß die obere Schicht sich immer mehr anreichert. Die einzelnen Erzstücke sind sehr häufig mit einer weißen Kruste von kohlensaurem Kalk überzogen und in den Höhlungen zwischen ihnen finden sich bisweilen Anhäufungen von weißem krystallinischem Kalisalpeter. Nach den Beobachtungen des Akad. A. Karpinsky bedecken sich nur solche Erzstücke mit einer Kalkkruste, die in Ton liegen, der bei Behandlung mit Säure aufkocht, während solche, die in die oberflächliche (kohlensäurereiche) Humusschicht gebettet sind, je nach ihrer Lage gänzlich oder teilweise der Kalkhülle entbehren (Fig. 4).[1])

Aus vorstehender Ausführung ergibt sich, daß das lose Erz leicht vom Wasser weggespült und an tiefer liegenden Orten wieder abgesetzt werden kann. Auf diesem Wege entsteht das sogenannte Schwemmerz, wie es sich z. B. im rotbraunen zähen Ton findet. Daher ist es schwierig, diese beiden Arten auseinander zu halten, denn der genetische Unterschied zwischen beiden ist der, daß Schwemmerz stets zugleich auch loses Erz ist, aber nicht immer auch umgekehrt.

Bis hierzu ist die Rede von Fundstätten von Magneteisenerz oder dem daraus hervorgegangenen Martit gewesen. Es erübrigen uns nur noch einige Worte in betreff des Eisenglanzes, der in relativ unerheblicher Menge auf dem westlichen und dem nordwestlichen Ausläufer des Berges Berésowaja vorkommt. Der blättrige Eisenglanz ruht in einzelnen Blöcken und Nestern in verhältnismäßig frischem und noch festem Granatfels, der gleichzeitig auch linsenförmige Anhäufungen von Calcit einschließt. Gewöhnlich ist er von Quarz begleitet. In sehr schöner Form ist die Paragenesis von

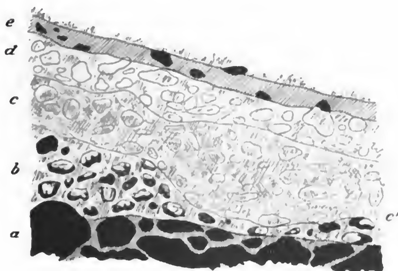
---

[1]) Diese Beobachtungen, sowie die Abbildung Fig. 4 nebst der Erläuterung sind mir freundlichst vom Akad. A. Karpinsky mitgeteilt worden.

Granat, Epidot, Eisenglanz und Quarz an einigen Punkten des Kuibas zu beobachten.

Um die Besprechung der Erzlagerung zum Abschluß zu bringen, müssen wir noch die Frage in betreff der Herkunft der vereinzelten großen Magneteisenerzblöcke berühren, die auf dem nordöstlichen Abhange des Atatsch unmittelbar auf frischem Porphyrit und Augit-Diorit umherliegen und deren Vorkommen an diesem Orte rätselhaft

Fig. 4.



a Magneteisenerz (Martit), mit Rot- und Brauneisenstein verkittet; *b* Stücke von Magneteisenerz, beinahe ohne Kalkkruste, und Brauneisenstein, durch gelben Lehm verkittet, der bei Behandlung mit Säure nicht aufbraust; *c* Magneteisenerzstücke, mit braunem Ton verkittet, der mit Säure behandelt aufbraust. Darin eine Zwischenlage (*c'*) von Magnetitsand; *d* Magneteisenerzstücke mit einer Kruste von $CaCO_3$ überzogen und mit schmutziggrauem Ton verkittet, der bei Behandlnng mit Säure heftiger aufbraust als der tieferliegende; *e* Humusschicht mit Magneteisenerzstücken (Martit), die, wenn sie ganz innerhalb des Humus liegen, frei von Kalk und damit nur überzogen sind, soweit sie in die Lehmschicht hinabreichen.

erscheint. Kompaktes Erz lagert am Westabhange des Atatsch sowie an seinem Ost- und Nordfuße. Mit welcher von diesen Fundstätten haben wir nun die besprochenen Blöcke in Verbindung zu bringen? Es scheint, daß sie ein Überbleibsel eines vielleicht vor Zeiten ebenso kompakten Erzlagers darstellen, wie es noch jetzt am Westabhange des Berges existiert. Das lockere Material des tauben Gesteins und die kleineren Erzstücke sind offenbar durch die Gewalt des Wassers hinabgeschwemmt und je nach ihrem spezifischen Ge-

wichte verteilt worden, während die großen Klötze, sobald sie am frischen Gestein eine zuverlässige Stütze fanden, am Abhange liegen geblieben sind. Verhält sich dieses so, so sind die Lager von losem Erz im Osten und im Norden am Fuße des Atatsch als vom Ostabhange des Berges abgeschwemmtes Erz zu betrachten.

All unsere bisherigen Erörterungen in betreff der Lagerung des Erzes und der Granat-Epidot-Gesteine bezogen sich ausschließlich auf die oberflächlichen Schichten der Erzlagerstätten, soweit sie durch das Bergwerk der Hüttenwerke von Belorezk, durch Schürfarbeiten und Gräben sowie durch die regellos abgebauten Erzgruben im losen Erz aufgedeckt worden sind. Was dagegen die tieferen Horizonte betrifft, so können wir über ihren Charakter nur auf Grundlage der wenigen Diamantbohrungen urteilen, die vom Bergingenieur L. Arct ausgeführt worden sind, und zwar auf der Usjánka, der Jeshewka, der Dálnaja und auf dem östlichen Ausläufer des Atatsch. Bei diesen hat es sich im allgemeinen herausgestellt, daß die Lagerungsverhältnisse bis auf die größte erreichte Tiefe von 80 *m* die nämlichen bleiben. Magnet- oder Roteisenerz wechselt hier ebenso unregelmäßig mit taubem Gestein (Granat-Epidot und Kaolin) wie auch oben. Bis zu einem gewissen Grade indes unterliegen die Eigenschaften des Erzes einer Modifikation, denn es wird kiesiger. Im übrigen ist kein wesentlicher Unterschied zu bemerken.

Halten wir die oben dargelegten Beobachtungen mit den durch die Bohrungen ermittelten Ergebnissen zusammen, so gelangen wir zu folgenden Schlußfolgerungen:

1. Die Eisenerze des Magnetberges lagern in zersetzten Granat-Epidot- und Kaolingesteinen, die ihrerseits von primären Augit-Feldspat-Felsarten, gleichfalls mit Anzeichen starker Verwitterung, unterlagert werden.

2. Je weiter die Zersetzung des Granatgesteins vorgeschritten ist, um so reicher sind die Erzlager.

3. Das Erz wechselt regellos mit den Granat-Epidot- und Kaolingesteinen und bildet darin stock-, nest- oder schichtenförmige Lager.

4. Die Erzfelder liegen vorzugsweise an den Abhängen und am Fuße der Ausläufer des Magnetberges.

5. Nach den vorhandenen Bohrungen zu urteilen, bleiben die Lagerungsverhältnisse bis auf 80 *m* Tiefe ohne merkliche Veränderung.

doch schon bei 14—20 *m* erscheinen Einsprengungen von Schwefelkies, die nach oben zu durch Gyps ersetzt werden.

III. Der Ursprung der Erzlager am Magnetberge.

Fast vom ersten Augenblicke an, wo Gelehrte, Naturforscher und Geologen den Magnetberg zu besuchen begannen, sind die widersprechendsten Vermutungen in betreff der Entstehung seiner Erzlagerstätten laut geworden. Einer von den ersten Besuchern, v. Helmersen, bemerkte schon die Ähnlichkeit seines geologischen Baues mit dem der Berge Katschkanar und Blagodatj. Die Magneteisenerzlager betrachtete er dabei überall als Erzeugnisse vulkanischer Eruptionen. „Die eingehende Erforschung des Berges Blagodatj hat mir gezeigt," sagt er, „daß das Magneteisenerz unter plutonischen Gesteinen hervorgebrochen ist, sie zum Teil umgewandelt und sich dann in der Art wie geschmolzenes Gußeisen ergossen hat." [1]) Mit diesen Äußerungen konnte sich indes v. Trautschold nicht einverstanden erklären, sondern war eher geneigt, in den besprochenen Erzfundstätten das Resultat „einer sehr allmählichen Ausbildung bei weniger hohen Temperaturen" zu erblicken, als plutonische Prozesse voraussetzen. [2]) In bestimmterer Weise und vor Trautschold, aber teilweise im gleichen Sinne, hatte sich in betreff der Genesis der Magneteisenerzlager nicht nur im Ural sondern auch in Norwegen der berühmte G. Bischof ausgesprochen. [3]) Nach seiner Auffassung sind diese Lager auf dem Wege allmählicher hydrochemischer Zersetzung vornehmlich von Augit oder diesem verwandten Mineralien entstanden, die zu den Bestandteilen der die Erzlagerstätte umgebenden Gesteine gehören. Diese seine Ansicht gründet der Gelehrte zum Teil auf geologische Beobachtungen (für den Ural auf die von Gustav Rose), zum Teil auf chemische Experimente und Argumentationen. Er bemerkt mit vollem Rechte, das Magneteisenerz finde sich häufig in Gemeinschaft mit solchen Mineralien, wie Quarz, Hornblende, Granat und Kalkspat (z. B. am

---

[1]) Montan-Journal, 1836, T. IV, pag. 335 (russ.).

[2]) H. v. Trautschold, Briefe a. d. Ural. Bull. Soc. des Nat. de Moscou, T. XLIX, 1875, pag. 110. (Über den Magnetberg, pag. 132.)

[3]) Gustav Bischof, Lehrbuch d. chem. u. physik. Geologie. 2. Aufl., Bd. II, pag. 916 ff. Bonn 1864.

Kongsberg) oder mit Quarz, Kalk- und Bitterspat, Chlorit, Serpentin, Talk (Arendal). Diese gehören bekanntlich zur Zahl solcher, die mehr oder weniger häufig als Zersetzungsprodukte des Augits vorkommen. Hieraus folgt, daß auch der Magnetit zu den Substanzen zu rechnen ist, die sich durch Zersetzung von Augit entwickeln können. Auch das häufige Vorkommen von Magneteisenerz im Serpentin erklärt Bischof für sehr charakteristisch, „da dieselben Mineralien (Granat, Augit und Hornblende), welche sich in Serpentin umwandeln können, auch Magneteisen durch ihre Zersetzung liefern". Ferner erscheint nach Bischof als ein besonders schwerwiegender Beweis für die wässerige Herkunft des Magneteisenerzes sein häufiges Auftreten in Gemeinschaft mit Quarz. Die Einschmelzprozesse zeigen, daß der Quarz gierig Verbindungen mit Eisenoxyden eingeht, indem er mit ihnen leicht schmelzbare Schlacken erzeugt. Folglich kann sich nach Bischofs Meinung der Magnetit nicht zugleich mit Quarz auf vulkanischem Wege gebildet haben. Hier aber läßt sich der mit Recht hochgeschätzte Autor, wie bekannt ein warmer Verteidiger des Neptunismus, so weit hinreißen, daß er diesen Beweis in betreff der Genesis aller Gesteine, die neben Quarz auch Magnetit enthalten (Granit, Syenit etc.), für ebenso zwingend hält. Ungeachtet dessen, daß Bischof hierin zu weit geht, hat seine allgemeine Auffassung in betreff der Entstehungsweise der Magnetitlager auf dem Ural sowie auch einige der von ihm zu Gunsten seiner Meinung beigebrachten Beweise auch zur Stunde noch nichts von ihrer gewichtigen Bedeutung eingebüßt.

Die hier in Kürze auseinandergesetzte Theorie Bischofs hat in der Folge keine Anhänger gefunden. Schon Cotta[1]) hielt sie für „sehr gewagt" und schloß sich der Anschauung Helmersens und Murchisons an, die die Magneteisenfundstätten im Ural für Gänge (einfache und verzweigte) vulkanischen Ursprungs erklärten.

Im Jahre 1888 besuchte der Akad. Th. Tschernyschew den Berg Blagodatj und als Ergebnis publizierte er einen Bericht[2]), aus dem wir hier die Beobachtungen und Daten allgemeineren Charakters wiedergeben wollen. Als vorherrschendes Gestein erscheinen auf dem Berge Blagodatj quarzfreie, Augit enthaltende Orthoklas-Porphyre

[1]) Bernhard v. Cotta, Die Erzlagerstätten Europas. Freiberg 1861, pag. 544.

[2]) Geologische Exkursion auf den Ural im Sommer 1888. Bull. Com. Géol., T. VIII (1889), pag. 121.

und Syenite, die häufig ihre Struktur und die relative Menge ihrer Bestandteile wechseln, d. h. eine sogenannte Schlierenstruktur besitzen. Die Mehrzahl dieser Porphyre rechnet der Autor zu den Keratophyren (doch ohne chemische Begründung). Sehr interessant ist nach seinen Angaben „die Umwandlung der genannten Orthoklas-Porphyre und Syenite: ihre beständige Anreicherung mit sekundärem Epidot, Granat, Analzim, Kalkspat, Chlorit, Biotit und Muskowit“, wobei der Augit durch Granat verdrängt wird, der Orthoklas durch Glimmer, der Plagioklas durch Epidot usw. Auf diese Weise entstehen aus den Augit-Syeniten schließlich sekundäre Epidot-Granat-, Calcit-Granat-Gesteine etc., aus denen eben das Liegende der Bergwerke auf dem Berge Blagodatj besteht. Das Magneteisen liegt inmitten massiver geschichteter Gesteine konkordant in mehr oder weniger regulären Gängen oder „schichtartigen Lagern“. Was den Ursprung dieser Gänge sowie ihre genetischen Beziehungen zu den Granat-Epidot- und Granat-Calcitgesteinen betrifft, so läßt der Autor diese Frage unerörtert. Beachtung verdient es indes, daß einige in roten Tonen ruhende Erze ihn veranlassen, „sie als alluviale Metamorphosen der Orthoklas-Porphyre vom Berge Blagodatj zu betrachten“.

In der Folge hat sich Tschernyschew in betreff der Genesis der Erzlager am Berge Blagodatj und Wyssokaja in bestimmterer Form ausgesprochen.[1]) Was speziell den Berg Wyssokaja betrifft, der aus den nämlichen Gesteinen aufgebaut ist wie der Berg Blagodatj, „les relations mutuelles des masses métallifères et des roches qui les accompagnent indiquent qu'elles sont de formation simultanée et que les gîtes de fer magnétiques se sont isolés du magma des roches à orthose“. Die Lagerungsform auf der Wyssokaja besteht in „filons irréguliers ou entassements“, auf der Blagodatj dagegen in „de filons assez réguliers, tantôt des nids et des amas plus ou moins importants“. Auch hier „les masses en forme de filons réguliers se chargent graduellement de feldspat et passent insensiblement à une roche à orthose pure, dépourvue de magnétite“. Wir sehen also, daß der Autor die Erzlager beider Fundstätten als Gänge und Nester auffaßt, die allmählich in taubes Gestein übergehen und sich gleichzeitig mit diesem aus dem Magma ausge-

[1]) Guide des Excursions du VII Congrès internat. St. Pétersbourg 1897, IX, pag. 7 und 20.

sondert haben. Auch hier läßt er indes die genetischen Beziehungen des Erzes zu dem Granat-Calcit- und dem Epidotfels, wie auch zu den sehr mächtigen kaolinähnlichen Ablagerungen unberührt.

Diese auf eine vorläufige Besichtigung gegründete Anschauung des Akad. Th. Tschernyschew hat darauf ihren Weg in die Literatur des Auslandes genommen. In dem unlängst erschienenen Buche von Prof. Beck [1]) werden die Erzlager auf der Wyssokaja und der Blagodatj direkt der Gruppe der Schlieren-Ausscheidungen von Magneteisenerz aus Orthoklas-Porphyren und Syeniten zugezählt. Zur nämlichen Gruppe rechnet der Verfasser auch die Lager des Magnetberges sowie zwei Fundorte in Lappland (Kiirunavaara und Luossavaara), obgleich diese nahezu kompakte flözartige Massen bilden und verhältnismäßig noch wenig erforscht sind, gar nicht vom Magnetberge zu reden, dessen Bau dem Autor natürlich gar nicht bekannt sein konnte.

Die nämliche Analogie zwischen den großen Magneteisenlagern des Urals und Lapplandes behauptet auch Prof. Högbom [2]), der das Erz für das Erzeugnis einer Magma-Differenzierung hält. Allein aus den Beobachtungen und Daten, die Prof. J. H. L. Vogt [3]) mitteilt, ist es ersichtlich, daß in Kiirunavaara und Luossavaara das Erz konkordant mit dem Porphyr geschichtet ist, der bisweilen im Hangenden eingeschmolzene scharfkantige Stücke davon einschließt. Da nun überdies das Erz dieser Fundorte sehr reich an Phosphor ist (bis 6%) und vieler Orten eigentlich ein Gemenge von Magnetit und Apatit bildet, ist Vogt geneigt, sie als das Produkt pneumatolytischer Prozesse aufzufassen, die sich zwischen zwei aufeinanderfolgenden Eruptionen des in Gestalt einer Decke erkalteten Porphyrs abgespielt haben. Andrerseits erscheint die Entstehung so grandioser Schlieren in alkalischem Magma, wie sie für die Berge Blagodatj und Wyssokaja angenommen werden müßten, vom physikalisch-chemischen Standpunkte nur schwer erklärlich. Unter Schlieren pflegt man kleine selbständige Gesteinspartien zu verstehen, die von einer größeren Masse verwandten Gesteins umschlossen sind. Ihre Absonderung beruht hauptsächlich auf der relativen Menge gesteinbilden-

[1]) Dr. Richard Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901, pag. 20.

[2]) A. J. Högbom, Om de vid Syenitbergarter bundna Jernmalmerna i östra Ural. Stockholm 1898.

[3]) De store nord-svenske jernmalmfelter og Ofotbanen. Kristiania 1898.

der Elemente, z. B. auf dem Überwiegen eisenhaltiger (Meta- und Orthosilikate) oder feldspatartiger Mineralien. Eine solche Struktur ist vorzugsweise Gesteinen vom Gabbro-Norit-Typus eigen. Auf Grund der Analogie hat man indes begonnen, auch die Anhäufungen von Eisenerz in krystallinischen Gesteinen als Schlierenausscheidungen aus Magma zu erklären. Für einige Fundorte in Schweden (Taberg, Routivaara, sowie Välimäki in Finnland) kann man in der Tat die Entstehung der Magnetitlager auf dem Wege der magmatischen Konzentration für wahrscheinlich halten, zumal nach den eingehenden Untersuchungen von Prof. Vogt.[1]) Allein hier ist das titanhaltige Magneteisenerz aufs engste mit Olivin verbunden und eigentlich ein Gemenge beider Minerale, so daß der Maximalgehalt an metallischem Eisen z. B. auf dem Taberg 32% nicht überschreitet. Dieses Magnetit-Olivin-Gestein geht allmählich in gemeinen Olivin-Hyperit über. Abgesehen davon, beteiligen sich an der Zusammensetzung von Schlieren solche Mineralien, wie Titaneisenerz, Spinell, Bronzit, Diallag usw. Wir sehen also, daß die als typisch angesehenen Schlierenerzlager Schwedens und Finnlands in chemischer Beziehung das strikte Gegenteil der Magneteisenerzfundstätten auf dem Ural darstellen, die vorzugsweise in mehr alkalischen Gesteinen lagern. Auf experimentellem Wege läßt es sich nachweisen, daß eine basische, aus Eisen, Magnesia, Kalk und Kieselerde bestehende Mischung die Fähigkeit besitzt, relativ leicht eine ungleichmäßige Schlierenstruktur anzunehmen, während alkalische, aber eisenreiche Gemenge sich mit Vorliebe nach dem spezifischen Gewichte differenzieren, so daß sich der Magneteisenstein zu Boden setzt.[2])

Schon wenn wir diese allgemeinen Erwägungen im Auge behalten, können wir uns nicht mit der Meinung einverstanden erklären, wonach die Erzlager des Magnetberges zu den schlierenförmigen Ausscheidungen aus dem Magma gehören. Überhaupt muß sich meines Erachtens ein Urteil in betreff der Genesis von Erz-

---

[1]) J. H. L. Vogt, Über die relative Verbreitung der Elemente, bes. d. Schwermetalle u. üb. d. Konzentr. d. urspr. fein vert. Metallgehaltes zu Erzlagerst. Ztschr. f. prakt. Geol., 1898.

Derselbe, Weitere Unters. üb. d. Ausscheidung v. Titaneisenerz a. bas. Eruptivgest. Ebenda, 1900—1901.

[2]) S. meine Experim. Unters. Tschermaks m. u. p. Mitt., Bd. XVIII, pag. 171 und 194.

lagern nicht nur auf ein eingehendes Studium derselben in geologischer und montantechnischer Beziehung stützen, sondern auch auf die detaillierte chemische und mikroskopische Untersuchung sowohl des Erzes selbst als auch des umgebenden Gesteines. Deshalb kann die nur auf äußerer Analogie beruhende Zuweisung eines Erzlagers zu dieser oder zu jener Kategorie keinen Anspruch auf ernstliche wissenschaftliche Bedeutung erheben.

Eine eigene Meinung über die Entstehungsweise des Magneteisenerzes auf dem Ural sprechen Fuchs und De Launay aus[1]), deren Worte lauten: „D'après les derniers travaux des géologues russes nous les (d. h. les amas de magnétite à la Visokajà, Blagodat etc.) considérons comme de gîtes de contact de la syénite et de calcaire.“ Auf den Magnetberg kann dieser Ausspruch keine Anwendung finden, und zwar aus dem Grunde, daß dort weder die Erzlager noch die sie einschließenden Gesteine irgendwo mit Kalkstein oder anderen Sedimentärgesteinen in Kontakt stehen.[2])

---

[1]) E. Fuchs et De Launay, Traité des gites minéraux et métallifères. Paris 1893, pag. 655.

[2]) In der zweiten Auflage seiner „Lehre von den Erzlagerstätten“ (Berlin 1903, pag. 618) hat Prof. R. Beck, unter Berufung auf meine Abhandlung und auf die vermutete Ähnlichkeit mit Banater Vorkommnissen, die Eisenerzlager des Magnetberges auch zu den kontaktmetamorphen Gebilden gerechnet, doch, wie es scheint, nicht mit vollem Recht. Erwähnte Ähnlichkeit beider Vorkommnisse ist in Wirklichkeit sehr äußerlich. Faßt man die von mir mitgeteilten Beobachtungen über den Magnetberg etwas sorgfältiger ins Auge und vergleicht man sie mit der von Prof. R. Beck selbst in seinem Werke gegebenen Charakteristik der Banater Fundstätte, so wird man leicht eher bedeutendere Differenzen als Analogien bemerken.

Das Banater Vorkommnis enthält gewisse typische Kontaktminerale, wie Vesuvian, Wollastonit, Tremolit etc. Diese sind auf dem Magnetberge gar nicht vorhanden. Was den Granat (hier Kalkeisengranat) betrifft, so ist seine Entstehung auf hydrochemischem Wege nicht nur auf dem Magnetberge, sondern auch im Ural und sonst öfters nachgewiesen. Die einzelnen Stadien dieses in der Natur, wie es sich jetzt ergeben hat, ziemlich verbreiteten Prozesses (Granatisation) kann man leicht unter dem Mikroskope verfolgen (vgl. oben beim Augitdiorit). Der Granatfels kann also nicht als Beweis für einen kontaktmetamorphen Ursprung der mit ihm verbundenen Erze dienen.

Die Banater Eisenerzlagerstätten zeichnen sich ferner durch Reichtum an sie begleitenden Sulfiden aus, wie Kupfererz, Buntkupfererz, Fahlerz, Kupferkies, Pyrit, ferner Bleiglanz, Zinkblende und an vereinzelten Fundpunkten gediegenes Gold, Arsenkies, Antimonglanz, Molybdänglanz und Speiskobalt. Diese sehr charakteristische Suite von Sulfiden, die einen pneumatolytischen Nebenprozeß ver-

Prof. Zemiatczenskij[1]), der ein Jahr vor meinen Untersuchungen den Magnetberg besucht hat, gelangt zu einer ganz entgegengesetzten Erklärung für die Genesis der Erzlager auf dem Magnetberge, der Wyssokaja, der Blagodatj etc. Eine flüchtige Betrachtung der Gegend im Laufe eines Tages führt ihn „unwillkürlich auf die Vermutung, die Magneteisenerze der aufgezählten Fundstätten seien Flöze, die durch dynamische Prozesse in Verbindung mit hoher Temperatur eine Metamorphose erlitten haben. Vielleicht sind es Flöze von Braun- oder Spateisenstein, die sich unter dem Einfluß des Druckes und der Einwirkung geschmolzener Massen umgewandelt haben, bei deren Erkalten die Feldspatgesteine entstanden und gegenwärtig den Kern des Berges Wyssokaja und der verzweigten Gänge des Magnetberges ausmachen.“ Der zitierte Autor meint, am Aufbau des Magnetberges seien auch Gesteine sedimentären Ursprungs beteiligt. In betreff dieses Berges aber kann ich mit voller Zuversicht die

vermuten ließ, fehlt auf dem Magnetberg gänzlich, den „Hans in allen Gassen“ — Pyrit — ausgenommen.

Auf dem Magnetberge gibt es keinen sichtbaren Kontakt zwischen Eruptivgestein und Kalkstein. Setzt man voraus, der letztere wäre weggeschwemmt worden, so wäre es doch schwer zu begreifen, warum am linken Ufer des Ural, zirka 8 *km* südlich vom Magnetberge, wo unterkarbonischer Kalkstein sich unmittelbar mit den gewaltigen, ihn durchbrechenden Orthophyr- und Keratophyrmassen berührt, keine Spur von Granatfels gefunden worden ist, obwohl diese Frage Gegenstand spezieller Schürfungen gewesen ist. Man vergesse dabei nicht, daß das hauptsächlichste granat- und erzführende Gestein — der Augitdiorit — allen Daten nach älter als der unterkarbonische Kalkstein ist, daß er also denselben bei der Eruption nicht hätte metamorphosieren können.

Es ist auch zweifelhaft, ob quarzfreies Eruptivgestein (Augidiorit) und ebensolcher Kalkstein bei einer Kontaktmetamorphose ein Produkt liefern könnten, das nicht selten bis 30% Quarz führt, wie es mit dem Eisenerz und Granatfels des Magnetberges der Fall ist.

Was nun die Bemerkung betrifft, daß „die sonst übliche Verwitterung solcher Eruptivgesteine nicht nach diesem Schema verläuft, so könnte ich darauf erwidern, daß die Natur kein Schema kennt, und daß, was man für den Banat als wahrscheinlich ansieht, für den Ural unmöglich sein kann und umgekehrt. Ebenso kann ich versichern, daß die Verhältnisse zwischen Granatfels und Erzmassen einerseits und dem sie unterlagernden Augitfeldspatgestein andrerseits ganz naturgemäß sind, worauf ich mehrmals in der vorliegenden Abhandlung verweise (besonders bei der Lagerung und Schätzung des Erzvorrates).

[1]) Die Eisenindustrie a. d. Ural im J. 1899. Sammelwerk unter Red. v. D. Mendelejew. St. Petersburg 1900, pag. 319 ff. (russ.).

Behauptung aufstellen, daß dort geschichtete Sedimentärgebilde fast gänzlich fehlen, mindestens habe ich sie in der nächsten Nachbarschaft der Erzlager nicht entdecken können. Prof. Zemiatczenskij ist freilich der Ansicht, daß „der Kamm des Magnetberges sowie der Ostabhang der sogenannten Majátschnaja Gorá aus Breccien und Konglomeraten bestehe“. Allein aus den beiden ersten Abschnitten meiner vorliegenden Arbeit geht es hervor, daß der erwähnte Berg (der Atatsch) aus Augit-Labrador-Porphyriten, Augit-Diorit, Granit und einem kompakten, sehr eigenartigen, zum Teil glasigen Gestein zusammengesetzt ist, das ich mit der Benennung der Atatschit belegt habe und das von eruptiven Reibungsbreccien begleitet wird, die unter anderem als einer der vollgültigsten Beweise für seinen vulkanischen Ursprung dienen. Dieses Gestein ergibt bei der Zersetzung ein geringes Quantum Granat-Epidot, geht aber der Hauptsache nach in Kaolin über. Infolge der ungleichmäßig konzentrischen Verteilung des Magnetits an der verwitterten Oberfläche nimmt es bisweilen ein konglomeratähnliches Aussehen an (vgl. die Textfigur 1). Aber es bedarf bloß eines Hammerschlages, um auf dem frischen Bruche dieses trügerische Bild zum Verschwinden und die kompakte Homogenität zum Vorschein zu bringen. Ebensowenig kann ich mich der Meinung Prof. Zemiatczenskijs anschließen, „daß gewisse Tonmassen des Bergwerkes Dálnaja Verwitterungsprodukte sedimentärer Gesteine seien“. Nach meinen Beobachtungen sind diese Massen von zweierlei Art: die einen sind ockergelb und schwer und stellen das Zersetzungsprodukt von Granat-Epidot-Gestein dar, die anderen heller und leichter, sind einfach Kaolinanhäufungen. Zusammen aber sind sie durch die Verwitterung der Augit-Feldspat-Gesteine erzeugt, die den Kern des Berges bilden.

Nach diesen Auseinandersetzungen, die den Beweis für das gänzliche Fehlen älterer Sedimentärgebilde auf dem Magnetberge liefern, fällt Prof. Zemiatczenskijs Auffassung der Entstehungsweise der dortigen Erzlager, als wären sie durch hervorbrechende Porphyritströme umgewandelte Flöze sedimentären Ursprungs, in sich selbst zusammen.

Endlich hat noch der Akad. E. Fedorow[1]) für die Magneteisenlager, sowie für die von Kupfer- und Magnetkies im Montan-

[1]) E. Fedorow, Detaillierte geol. Aufnahme d. Montan-Bez. Bogoslowsk. Perm 1896. — Derselbe, Über eine neue Gruppe v. Eruptivgesteinen. Nachr. d. Landw. Inst.,

bezirk Bogoslowsk (und auf dem Berge Wyssokaja) eine eigenartige Magmatheorie aufgestellt, mit deren kurzer Darlegung wir uns jetzt befassen wollen. Die geologische Untersuchung des genannten Montanbezirks hat das interessante Faktum festgestellt, daß dort Erze und Granatfels in inniger Gemeinschaft beisammen liegen, wobei der letztere meist die Unterlage oder das Liegende der Erzlager bildet. Was das Gestein selbst betrifft, das die Erzfundstätten enthält, so ist es nach Fedorows Erklärung ein besonderes Granat-Augit-Gestein, das er für primär und eruptiv hält. Der Granat erscheint dabei als der vorherrschende Bestandteil oder er steht gar allein da.

Wenn Augit vorhanden ist, so ist er seiner Entstehungszeit nach stets älter als der Granat. „Die nicht selten mit wohlausgebildeten Granatkrystallen besetzten Hohlräume sind mit Calcit und zum Teil mit Quarz ausgefüllt.“ „Diese Gesteine offenbaren die lebhafte Neigung, sich durch Aufsaugung von Wasser einer Metamorphose zu unterwerfen, wobei der Granat am häufigsten durchweg durch Epidot, der Augit durch Chlorit ersetzt wird.“ All diese Beobachtungen, mit Ausnahme der in betreff des primären Ursprunges des Granats geäußerten Ansicht, entsprechen vollkommen dem, was oben über das Granatgestein des Magnetberges gesagt worden ist. Aber meines Erachtens lassen auch die von Fedorow selbst angeführten Beobachtungen Zweifel am primären Ursprunge des Granatgesteines aufkommen. Calcit und Quarz, die die Hohlräume selbst in ursprünglichem und frischem Gestein ausfüllen, sind ja gerade die Verbindungen, von denen wir vorhin gesehen haben, daß sie sich nicht nur beim Übergange des Granats in Epidot, sondern auch bei dem des Augits in Granat und Chlorit unbedingt ausscheiden müssen. Von dem Grade der Zersetzung dieser Gesteine können die Worte Fedorows einen Begriff geben, wenn er sagt, ihr Charakter sei erst klar geworden „nach einer sehr detaillierten Untersuchung und Restauration des ursprünglichen Gesteins nach den Beobachtungen am sekundären. In Wirklichkeit können wir fast immer

Moskau 1896, Nr. 1, pag. 184—187. Vgl. auch die Artikel in d. Nachr. d. Ges. v. Berg-Ing., 1898, Nr. 5 u. 1900, Nr. 4.

E. Fedorow u. W. Nikitin, Der Montanbezirk Bogoslowsk. Beschreibung in Beziehung auf seine Topographie, Mineralogie, Geologie und Erzlagerstätten St. Petersburg 1901 (alles russisch).

im Bestande der Gesteine dieser Kategorie (d. h. Augit-Granatgesteine), außer den erwähnten primären auch noch verschiedene sekundäre Mineralien wahrnehmen oder der Gehalt an primären Mineralien reduziert sich sogar auf Null." Hierin ist auch vielleicht der Grund dafür zu suchen, daß der genannte Gelehrte nirgends auch nur eine einzige chemische Analyse des Augit-Granatgesteins oder des damit gebundenen Erzes mitteilt.

Die Lagerung des Erzes ist auch der analog, von der oben beim Magnetberge die Rede war. Aus einer Arbeit des Bergingenieurs Uspensky II[1]) und den ihr beigefügten Schurfdurchschnitten und Profilen geht hervor, daß wir es hier zum größten Teile mit nest- oder flözförmigen Lagern von Magnet- und Roteisenstein zu tun haben, die entweder, was am häufigsten vorkommt, gänzlich in zersetztem Granatgestein oder in Granatfels und „Porphyr-Ton" (aus verwitterten Porphyren entstanden) oder aber im Kontakt zwischen Kalkstein und Granatfels liegen. Die Erzlager sind vom Granatgestein meist durch eine darunter ruhende Übergangsschicht von vererztem Granatfels getrennt. Anderer Orten lagern die Erznester gänzlich innerhalb des Granatgesteins, dem ihrerseits Porphyre und diese durchbrechende Porphyritgänge zugrunde liegen.

Was speziell die Erze der Fundstätte von Auerbach betrifft, hat sich den Worten Uspenskys zufolge ein ansehnlicher Teil von ihnen ohne Zweifel erst in jüngster Zeit durch Umwandlung von Granatfels gebildet, der nach der Analyse selbst in frischem Zustande gegen 19% Eisen enthält. Besonders deutlich ist dieser Übergang im unteren Durchschnitte zu sehen, wo Erzmuster vorhanden sind, die augenfällig all seine Stadien darstellen, von der kaum beginnenden Umwandlung des Granatgesteines bis zu vollständigen Pseudomorphosen von Roteisenstein nach Granat." Und weiter: „In der Tiefe kommt Roteisenerz nur dort vor, wo das Granatgestein bereits zur Hälfte zersetzt ist. Für das Bergwerk von Auerbach kann man es als feststehend ansehen, daß ernstlich in Betracht kommende Erzanhäufungen nur dort anzutreffen sind, wo die Kontaktgesteine schon bis zu einem gewissen Grade zersetzt sind."

[1]) Die Eisenerzfundstätten im Montanbezirk Bogoslowsk. Berg-Journal, 1900, Heft IV, pag. 125—166 (russ.).

Die vorstehend mitgeteilten Zitate enthalten, wie wir sehen, eine Reihe von Tatsachen und Beobachtungen, die gegen den primären Ursprung sowohl der Erze selbst als auch der erzführenden Augit-Granatgesteine im Bezirke von Bogoslowsk sprechen.

Wenden wir uns nun wieder dem Wesentlichen in der Theorie Fedorows in betreff der Genesis der Erzlager zu, so kann es uns nicht entgehen, daß sich schon in ihrer Wurzel ein gewisser physischer Widerspruch birgt. Dieser Gelehrte meint nämlich, das Augit-Granatmagma, das den Erzen zum Dasein verholfen hat, habe sich nach dem spezifischen Gewichte so differenziert, daß die schwereren Substanzen, Kupfer- und Magnetkies, Magnetit etc. emporgestiegen wären, während die leichtere Granat-Augitsubstanz sich am Grunde des Lakkolithen angesammelt hätte. Zur Erklärung eines solchen physischen Widerspruches stellt Fedorow die Hypothese auf, in geschmolzenem Zustande und unter hohem Drucke würde Kupferkies und selbst Magneteisenerz leichter als Granat, ohne indes irgend welche Erfahrungsbeweise zu Gunsten seiner Hypothese ins Feld zu führen, während es doch bekannt ist, daß gerade geschmolzene Granate etwa $^1/_5$ ihrer Dichte einbüßen, und daß der Erstarrungspunkt des Granats (zwischen 925° und 1130°) und des Augits (1115°) nur wenig niedriger liegen als der des Magnetits (1185°).[1]) Zieht man diese Ziffern in Betracht sowie auch den Umstand, daß im Augit-Granatmagma die Erzbestandteile im Vergleich zu den Silikaten „im ganzen" nicht mehr als 5% ausmachen[2]), wird für uns die Vermutung, der Magnetit wäre emporgestiegen, ganz unhaltbar und die einer späteren Krystallisation des Augits und des Granats, kraft des Gesetzes vom chemischen Einfluß der Masse, sehr zweifelhaft. Die Bestandteile eines solchen Magmas hätten gleichzeitig krystallisieren müssen und von einem Aufsteigen der zuerst auskrystallisierten Produkte kann hier auch nicht die Rede sein, selbst wenn sie leichter wären als der noch nicht erstarrte Rest des besprochenen Magmas, das sehr dick und zähe gewesen sein müßte. Ich will hier die Frage in betreff des sogenannten Zerfalls oder der Differenzierung des Magmas im allgemeinen nicht berühren, da sie

[1]) C. Doelter, Neue Bestimmungen der Schmelzpunkte. Tscherm. Mitt., Bd. XXI, 1902, pag. 27—30. Nach A. Brun schmilzt Magnetit bei 1260°, Augit bei 1230°, Topazolith bei 1150°. Arch. d. sc. phys. et nat., Genève 1902.

[2]) W. Nikitin, l. c. T. V, pag. 36.

sowohl vom physikalischen als auch vom chemischen Standpunkte aus noch sehr dunkel und auch experimentell noch sehr wenig bearbeitet ist, obgleich sie von den Petrographen mit Vorliebe gestreift wird. Doch muß ich den Umstand hervorheben, daß, selbst wenn wir mit dem Akad. Fedorow die Existenz eines „Augit-Granat"-Magmas zugeben, dieses bei seiner Krystallisation in der Nähe der Erdoberfläche eher Olivin-Diabas ergeben hätte als Augit-Granatgestein, denn aus zahlreichen Experimenten ist es bekannt, daß geschmolzene Granate bei langsamem Erkalten in ein Gemisch von Orthosilikat und Alumosilikat zerfallen, wobei meist zunächst Olivin und dann Anorthit zum Vorschein kommt.

Auch die Lagerungsformen der Augit-Granatgesteine sind noch keineswegs völlig aufgehellt, denn in seinen ersten Artikeln schreibt Fedorow ihnen Lakkolithenform zu, in der letzten von den zitierten Arbeiten dagegen wird diese gar nicht mehr erwähnt und es ist direkt von besonderen oben geschlossenen Intrusionsgängen die Rede. Somit erscheint die erwähnte Hypothese[1]) in allen Punkten auf die Magnetitlager des Magnetberges unanwendbar und selbst hinsichtlich der Erzlager im Bezirke Bogoslowsk und am Berge Wyssokaja höchst zweifelhaft.

Fassen wir unsere bisherigen Auseinandersetzungen zusammen, so finden wir, daß in betreff der Genesis der Magneteisenlager auf dem Ural folgende Anschauungen vorgebracht worden sind.

1. Vulkanischer Ursprung des Magneteisenerzes (v. Helmersen, 1836).

2. Entstehung des Magneteisens auf dem Wege allmählicher hydrochemischer Zersetzung von Augit (Bischof, 1864).

3. Schlierenartige Ausscheidung des Magnetits aus Augit-Syenitmagma (Tschermyschew, 1897 und nach ihm Beck, 1901 u. a.).

4. Entstehung des Magnetits durch Kontakt von Eruptivgestein mit Kalkstein (Fuchs und De Launay, 1893; R. Beck, 1903).

5. Ausscheidung des Magneteisens aus Augit-Granatmagma durch dessen Zerfall nach dem spezifischen Gewichte in obenauf

[1]) Näheres darüber siehe in meinem Artikel: Über die sogenannte „Augit-Granat-Theorie" des Ursprungs von Eisenerzlagerstätten im Ural. Russ. Berg-Journal, Jahrgang 1903.

liegende Erzteile und darunter ruhendes Augit-Granatgestein (Fedorow, 1896—1901).

6. Bildung des Magnetits aus sedimentären Flözen von Braun- oder Spateisenstein durch Metamorphose unter dem Einfluß des Druckes und unter Beteiligung hoher Temperaturen, bewirkt durch den Durchbruch von Porphyritgängen (Zemiatczenskij, 1900).

Wie man sieht, soviel Gelehrte, soviel widersprechende Ansichten. Die Ursache dieser Diskrepanz kann eine zweifache sein: entweder entspricht keine der angeführten Anschauungen streng den Tatsachen, was nicht wohl anzunehmen ist, oder die verschiedenen großen Erzfundstätten des Ural sind verschiedenen Ursprungs. Das letztere ist schon deswegen möglich, weil die Natur häufig bestrebt ist, ein und dasselbe Ziel auf verschiedene Weise zu erreichen, wofür als Beweis die Entstehung ein und desselben Minerals auf verschiedenen Wegen dienen kann.

Sehen wir nun zu, welche von den angeführten Hypothesen in betreff der Entstehung des Magneteisenerzes der drei Hauptfundstätten auf dem Ural, die meist in einem Atem genannt werden, der Berge Blagodatj, Wyssokaja und des Magnetberges, am besten den bisher gesammelten geologischen und montantechnischen Daten entspricht, so fällt unsere Wahl ohne Zweifel auf die zwei Theorien, die die sichersten Grundlagen besitzen: auf die hydrochemische Theorie Bischofs und auf die Schlierentheorie, die in Schweden (Sjögren, Törnebohm, Vogt u. a.) aufgekommen und für die Berge Wyssokaja und Blagodatj von Tschernyschew und nach ihm von Beck und anderen angenommen worden ist. Allein die letztere kann, wie oben gezeigt worden ist, auf den Magnetberg keine Anwendung finden. Alle Beobachtungen, die ich im Laufe von drei Monaten auf dem Magnetberge habe machen können, haben mich zu der Überzeugung gebracht, daß dies auf ungekünstelte Weise unmöglich ist. Zu Beginn meiner Untersuchungen war diese Überzeugung mit einem gewissen Gefühl der Enttäuschung verknüpft, denn ich hatte mich in der Zuversicht auf den Weg gemacht, daß ich es auf dem Magnetberge gerade mit Schlieren zu tun haben werde.

Aber schon während der allgemeinen geologischen Betrachtung der Gegend, noch mehr aber nach eingehender Untersuchung der Grube des Hüttenwerkes Belorezk gelangte ich auf Grund der

beobachteten Wechselbeziehungen zu der Ansicht, das Erz bilde sich hier auf Kosten der Gesteine, auf und in denen es lagert.

Die Beobachtungen, die gegen die magmatische Ausscheidung der Erzlager am Magnetberge sprechen, sind in erster Linie nachstehende:

a) Das Erz lagert ausschließlich in verwitterten Augit-Feldspatgesteinen, von denen es in der Regel durch eine Zone von Granatgestein geschieden wird.

b) Zwischen dem Erz und dem krystallinischen Muttergestein sind gar keine Übergangsstufen bemerkbar und die Existenz solcher gilt gerade als charakteristisch für die typischen Schlierenfundstätten in Schweden (Taberg etc.).

c) Seiner chemischen Zusammensetzung nach stellt das Erz vom Magnetberg hauptsächlich Magneteisenstein oder Roteisenstein, aber nicht Titaneisenerz dar, das nach Vogts Untersuchungen besonders befähigt ist, Schlieren zu bilden.

d) Auch die petrographischen Eigenschaften des Erzes widersprechen dem Schlierencharakter: auch im härtesten und kompaktesten Erze kommen häufig recht bedeutende Quantitäten von Quarz in Form von Körnern vor, die die einzelnen Magnetitkrystalle miteinander verkitten und zuweilen eine radial faserige Struktur besitzen (s. Tafel III, Fig. 5). Außerdem tritt nicht selten als Beimengung Calcit auf, vom Granat gar nicht zu reden, der dann und wann etwa die Hälfte des den Übergang zum reinen Erz bildenden Erzgemisches ausmacht. All die bisher genannten Mineralien lassen sich häufig als Beimengung in festen kompakten Magneteisenblöcken beobachten, fehlen jedoch in den frischen krystallinischen Augit-Feldspatgesteinen, und wenn sie dennoch vorhanden sind, so doch nur in Gestalt sekundärer Krusten (Granat) oder als kleine primäre Körner (Quarz in der Grundmasse der Porphyre, Porphyrite etc.). Hier muß ich auch die zum Teil schon von Bischof gemachte Bemerkung wiederholen, daß eine nur aus vorherrschendem Magnetit und Quarz zusammengestzte Kombination kaum auf vulkanischem Wege entstanden sein und sich in Gestalt von Schlieren abgesondert haben kann.

e) Die reichsten Erzlager finden sich in stark zersetztem Epidot-Granat-Gestein. Wenn sich dieses in frischerem Zustande erhalten hat, enthält es weniger Erz.

Die angeführten Beobachtungen lassen sich offenbar mit dem Ursprunge der Erzlager auf dem Magnetberge als Differentiationsprodukt eines Magmas nicht in Einklang bringen. Somit bleibt als einziger möglicher Weg für ihre Entstehung der der allmählichen hydrochemischen Umwandlung (im weiteren Sinne des Wortes) der ursprünglichen eruptiven Augit-Feldspat-Gesteine unter Vermittlung des Granatfelses übrig. Dieser Weg ist schon zum Teil von Gustav Bischof vorgezeichnet worden, doch konnte dieser, da er den Ural nicht aus eigener Anschauung kannte, die hervorragende Rolle nicht ahnen, die hier bei diesem Prozesse der Granatfels spielt. Nach Bischof bildete sich das Erz unmittelbar aus Augit und verwandten Mineralien durch solche Metamorphosen, bei denen freie Eisenoxyde ausgeschieden werden, wie z. B. beim Übergange von Pyroxen und Amphibol in Chlorit und Serpentin, wobei gleichzeitig auch Kieselsäure und Karbonate frei werden müssen. Doch werden wir sogleich sehen, daß sich auf diese Weise nur ein geringer Teil des Erzes hätte bilden können.

Nach diesen vorbereitenden Erörterungen größtenteils historischen Charakters gehe ich zur möglichst gedrängten Darstellung der hydrochemischen Prozesse über, die direkt aus den im ersten und zweiten Abschnitte vorliegender Arbeit mitgeteilten Beobachtungen hervorgehen und zur Entwicklung freier Eisenoxyde führen.

Der geologische Charakter der Gegend, wo der Magnetberg liegt, die überaus starke Abrundung der Umrisse, die Mächtigkeit der alluvialen und eluvialen Ablagerungen, das Fehlen älterer Sedimentärgebilde, die größtenteils fortgeschwemmt sind oder nur als vereinzelte Inselchen ausgedauert haben, all dies bezeugt es in beredtester Weise, daß die mechanischen und hydrochemischen Prozesse der Verwitterung und Zerstörung der Erdrinde sich hier in großem Maßstabe vollzogen und über ganze geologische Perioden ausgedehnt haben. Behalten wir das im Auge, so erscheinen die gewaltigen Anhäufungen von Gesteinen sekundären Ursprungs vollauf begreiflich, die den Fuß des Magnetberges im Osten und im Südosten umfassen, wie die tonigen Eluvialgebilde und die Alluvialtone, oder die, da sie kompakter sind, an seinen Abhängen lagern wie die Granatgesteine und die Erze. Die ersteren sind als Verwitterungsprodukte der Feldspate zu betrachten, doch, da sie zu der uns beschäftigenden Frage nicht unmittelbar in Beziehung stehen, können wir sie füglich

beiseite lassen, um uns eingehender mit den zweiten zu befassen, die durch die Zersetzung eisenhaltiger Mineralien erzeugt sind, wobei wir mit dem Magnetit beginnen.

Das Magneteisenerz und seine Umbildung. In den krystallinischen Silikatgesteinen primären (eruptiven) Ursprungs, die die Erzlager auf dem Magnetberge umschließen und unterlagern, sind bisweilen beträchtliche Mengen primären Magnetits enthalten, die eine der ersten idiomorphen Ausscheidungen des in der Krystallisation begriffenen Magmas zu sein pflegen. In der Tat sind in den oben analysierten Gesteinen, die in der Nachbarschaft des Erzes lagern, folgende Mengen freier Eisenoxyde, vorwiegend Magnetit, nachgewiesen worden:

Nr. 2.	Augit-Diorit	8%
„ 4.	„ „	15%
„ 7.	„ „	11%
„ 8.	Augit-Labrador-Porphyrit . .	7%
„ 10.	Atatschit	10%
„ 11.	Reibungsbreccie in seiner Begleitung	13%
	Mittel . .	64% : 6 = 10·7%

Hieraus folgt, daß die durch Lagerung mit dem Erz verknüpften primären Augit-Feldspat-Gesteine im Durchschnitte über 10·5% freie Eisenoxyde enthalten. Aus dem vorhergehenden ist uns bekannt, daß diese bei der Verwitterung des Gesteines leicht ausgelaugt werden, wonach sie sich zum Teil in Höhlungen und Rissen wieder absetzen, hauptsächlich aber offenbar bei der Bildung der sekundären Zersetzungsprodukte Verwendung finden, wie die Granate, die hier gegen 30·5% $Fe_2\,O_3$ enthalten. Daher kann der primäre Magnetit sehr ernstlich als Quelle sowohl für die Bildung großer Ansammlungen von Granatgestein in Betracht kommen, als auch in der Folge für die Anreicherung der Erzlager.

Der Magneteisenstein kann verschiedenen chemischen Umwandlungen unterliegen, meist aber so, daß er dabei seine Eigenschaften als Erz beibehält. Größtenteils oxydiert er, indem er in Martit übergeht, aus dem das Erz des Magnetberges vorwiegend besteht. Dabei pflegt mit der Oxydation eine Hydratisation verbunden zu sein, d. h. ein Übergang in Brauneisenstein, und dieser Prozeß ist insofern sehr interessant,

als mit ihm eine Ausscheidung von Manganoxyden Hand in Hand geht, die meist in Gestalt von Krusten im Brauneisenstein oder im zersetzten Granatgestein vorkommen (vgl. die Analyse Nr. 26).

Andrerseits sind in der Natur aber auch die entgegengesetzten Prozesse möglich, und zwar der Übergang von Brauneisenstein in Roteisenstein und von diesem in Magneteisenstein. Es ist z. B. bekannt, daß Eisenoxydhydrat, wenn es lange unter Wasser gehalten wird, in wasserfreies Eisenoxyd übergeht. Bischof beschreibt eine Stufe von faserigem Brauneisenerz vom Harz, die zweimal ihre Zusammensetzung gewechselt hatte, indem sie in Roteisenstein oder gar in Eisenglanz und sodann in Eisenspat überging, ohne indes ihre ursprüngliche Struktur einzubüßen.[1]) Ebenso kann auch Roteisenstein wiederhergestellt und dann in Magneteisenerz umgewandelt werden. Pseudomorphosen, die die Form von Eisenglanz bewahrt haben, aber alle Eigenschaften des Magnetits besitzen, sind schon längst gut bekannt. Breithaupt hat solche zu Reichenstein in Sachsen in Serpentinlagern gefunden und vom Rath beschreibt die Grube Vallone auf Elba, wo der Eisenglanz durchweg in Magneteisenerz übergegangen ist, wobei sich jedoch in Drusen die Gestalt der Eisenglanzkrystalle vortrefflich erhalten hat.[2])

Ich erwähne hier diese Erscheinungen, um zu zeigen, daß es für unsere weiteren Erörterungen vollkommen gleichgültig ist, in welcher Form sich die freien Eisenoxyde bei der Zersetzung des Minerals aussondern.

Der Augit und seine Zersetzung. In den oben chemisch analysierten Gesteinen, die durch ihre Lagerung mit Erzen und Granatgestein in Beziehung stehen, habe ich folgende Mengen von Augit gefunden:

					FeO	Fe_2O_3
Nr. 2.	Augit-Diorit . .	40%	Augit,	enthaltend	5·8%	2·1%
„ 4.	„ „ . .	35%	„	„	6·3%	4·0%
„ 7.	„ „ . .	34%	„	„	6·3%	7·3%
„ 8.	Augit-Labrador-Porphyrit . . .	22%	„	„	11·2%	2.4%
„ 10.	Atatschit . ca.	14%	„	„	?	?
	Mittel . .	29%	„	„	7·4%	3·9%

[1]) G. Bischof, Lehrb. d. chem. Geol. III, pag. 884.

[2]) Dr. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreiches. Nachtr. III, pag. 19; IV, pag. 11—12.

Aus diesen Zahlen geht hervor, daß die erzführenden Augit-Feldspat-Gesteine im Durchschnitt etwa 30% Augit enthalten, der seinerseits gegen 11·5% Eisenoxyde besitzt. Diese scheiden sich bei seiner Zersetzung zum Teil frei aus, zum Teil treten sie in den Bestand der eisenhaltigen Mineralien über, die Zersetzungsprodukte des Augits sind.

Die im ersten Abschnitt vorgelegten mikroskopischen Beobachtungen machen es klar, daß der Augit der Gesteine vom Magnetberge bei seiner Verwitterung entweder in Chlorit und Hornblende übergeht oder, was noch mehr Beachtung verdient, in Chlorit und Granat gleichzeitig oder endlich, daß er durch Granat allein verdrängt wird. Da der Übergang des Augits in Hornblende der Hauptsache nach eine molekulare Struktur-Paramorphose ohne Veränderung der Substanzen ist, so genügt es, wenn wir ihn im Vorübergehen berühren, während wir uns mit den Fällen eingehender beschäftigen wollen, wo er zur Entstehung von Chlorit und Granat beiträgt.

Hinsichtlich der Umwandlung des Augits in Hornblende wollen wir nur erwähnen, daß sich bei der sogenannten Uralitisation häufig Magnetit ausscheidet (vgl. die Beobachtungen von Forchhammer, G. Rose u. a.). Was dagegen seinen Übergang in Chlorit und chloritartige Substanzen angeht, so ist dies eine so gewöhnliche und jedem Geologen und Petrographen geläufige Erscheinung, daß es überflüssig erscheint, ihre weite Verbreitung in der Natur zu beweisen. Viele Beobachter haben mit Hilfe des Mikroskops auch hierbei eine Abspaltung von Magneteisenerz, außerdem aber auch noch von Quarz und Calcit bemerkt. [1])

Weit seltener kommen solche Umwandlungen des Augits vor, als deren Ergebnis Granat erscheint. Allein schon Forchhammer war es bekannt, daß in den Eisenerzlagern von Arendal in Norwegen der Augit „am häufigsten" in Hornblende und Granat zerfällt. Diese „merkwürdige Umwandlung" des Augits beschreibt auch Bischof, wobei er bemerkt: „Bei einigen Krystallen lagen die durch Metamorphosen gebildeten Granate so im ursprünglichen Augit eingehüllt, daß die Granatflächen mit den äußeren Augitflächen zusammenfielen und das Ganze als ein porphyrartiges Gemenge mit ausgeschiedenen Granaten erschien." An den Punkten, wo diese Umwandlung ihren

[1]) Vgl. J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie, I, pag. 341.

höchsten Grad erreichte, waren die Intervalle zwischen Granat und Hornblende durch Calcit ausgefüllt. [1]) In der neuesten petrographischen Literatur geschieht des Überganges von Augit in Granat auch nicht selten Erwähnung. Vor allem sind in dieser Hinsicht die Beobachtungen von Prof. R. Brauns [2]) von Interesse. In dem von ihm untersuchten oberdevonischen Pikrit aus dem hessischen Hinterlande (rheinisches Schiefergebirge) geht der Augit stets in Kalkeisengranat und Helminth (Chlorit) über, während der Olivin die Bildung von Serpentin und Webskyit verursacht. Die Entstehung von Granat aus Diallag des Gabbro (im Fichtelgebirge) hat Paul Michael [3]) beschrieben. Ebenso hat Prof. E. Weinschenk [4]) die Umwandlung von Diallag in Granat und Chlorit in Peridotiten des Groß-Venedigers in den Hohen Tauern konstatiert. Prof. Pelikan [5]) erwähnt weiter eine Pseudomorphose von Granat nach Augit im Diorit der Umgegend von Marienbad und Dr. C. Hlawatsch [6]) berichtet von der Umwandlung des Augits im Nephelin-Syenit-Porphyr von Predazzo in ein Aggregat von Biotit, Hornblende und Granat etc.

Auf dem Ural nimmt dieser Zersetzungsprozeß des Augits in Granat und paragenetische Mineralien in manchen Fällen augenscheinlich grandiose Dimensionen an. Für den Berg Blagodatj ist die Ersetzung von Augit durch Granat von Th. Tschernyschew konstatiert worden, dem zufolge als Resultat dieses Prozesses die gewaltigen Massen von Granat-Calcit- und Granat-Epidot-Gesteinen zu betrachten sind, die „in allen auf dem Berge Blagodatj vorhandenen Bergwerken das Liegende der Erzsuite bilden". In den wenigen Gesteinsproben, die ich auf dem Berge Wyssokaja gesammelt habe, ist der Übergang von Augit in Chlorit und Granat ebenfalls sehr häufig zu bemerken. Was die Verbreitung des besprochenen Prozesses

---

[1]) G. Bischof, l. c. II, pag. 645—646.

[2]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1888, pag. 477. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. XVIII, 1904, pag. 285.

[3]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1888, I, pag. 32 (44).

[4]) Zeitschr. f. Kryst., 26, 1896, pag. 337 (447). Abhandl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. II Kl., 18, Abt. III, 1894, pag. 23.

[5]) Sitzungsberichte des deutschen naturw.-med. Vereines für Böhmen „Lotos", 1899, Nr. 8 (Prag).

[6]) Tschermaks Mitt., Bd. XX, 1900, pag. 43.

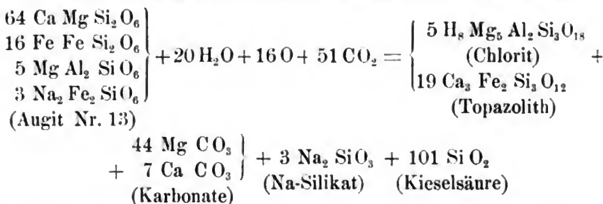
auf dem Magnetberge und auf dem Kuibas betrifft, so ist davon schon oben zu wiederholten Malen die Rede gewesen.

Aus diesen Angaben folgt es, daß die Zersetzung von Augit in Chlorit und Granat wenigstens für den Ural als eine ganz alltägliche Erscheinung anzusehen ist.

Vom chemischen Gesichtspunkte aus ist der in Rede stehende Prozeß insofern von Interesse, als ein zusammengesetztes, vorwiegend Calcium- und Magnesium-haltiges Metasilikat hier in einfachere Verbindungen zerfällt, in den Kalk-Eisen-Granat und in den vorzugsweise aus Magnesia-Hydrosilikat bestehenden Chlorit, wobei das Eisen des Augits zum Teil in Gestalt freier Eisenoxyde ausgeschieden wird, hauptsächlich aber in den Bestand des Topazoliths übertritt, mit dem wir es auf dem Magnetberge vorzugsweise zu tun haben.

Um den Verlauf der Zersetzung anschaulich zu machen, führe ich hier nochmals die Zusammensetzung eines der analysierten Augite an und zeige, wie die Zersetzung einer zusammengesetzten Molekel in dem Falle vor sich gehen muß, wenn nur atmosphärische Agentien darauf einwirken, d. h. Wasser, Kohlensäure und Sauerstoff. Hierbei sind zwei Fälle denkbar:

A. An der Reaktion beteiligt sich freier Sauerstoff.



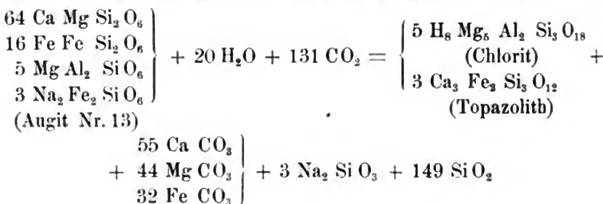
$$\left.\begin{array}{r} 64\ CaMgSi_2O_6 \\ 16\ FeFeSi_2O_6 \\ 5\ MgAl_2SiO_6 \\ 3\ Na_2Fe_2SiO_6 \end{array}\right\} + 20\,H_2O + 16\,O + 51\,CO_2 = \left\{\begin{array}{c} 5\ H_8Mg_5Al_2Si_3O_{18} \\ \text{(Chlorit)} \\ 19\ Ca_3Fe_2Si_3O_{12} \\ \text{(Topazolith)} \end{array}\right. +$$

(Augit Nr. 13)

$$+ \left.\begin{array}{r} 44\ MgCO_3 \\ 7\ CaCO_3 \end{array}\right\} + 3\ Na_2SiO_3 + 101\ SiO_2$$

(Karbonate) (Na-Silikat) (Kieselsäure)

B. Die Reaktion verläuft ohne Beteiligung freien Sauerstoffs.



$$\left.\begin{array}{r} 64\ CaMgSi_2O_6 \\ 16\ FeFeSi_2O_6 \\ 5\ MgAl_2SiO_6 \\ 3\ Na_2Fe_2SiO_6 \end{array}\right\} + 20\,H_2O + 131\,CO_2 = \left\{\begin{array}{c} 5\ H_8Mg_5Al_2Si_3O_{18} \\ \text{(Chlorit)} \\ 3\ Ca_3Fe_2Si_3O_{12} \\ \text{(Topazolith)} \end{array}\right. +$$

(Augit Nr. 13)

$$+ \left.\begin{array}{r} 55\ CaCO_3 \\ 44\ MgCO_3 \\ 32\ FeCO_3 \end{array}\right\} + 3\ Na_2SiO_3 + 149\ SiO_2$$

Allein im letzteren Falle muß das kohlensaure Eisenoxydul unter der weiteren Einwirkung von Wasser und Luft in Eisenoxydhydrat übergehen, das dann der Entstehung von Magnetit oder auch von Hämatit zum Ausgangspunkt dienen kann.

Somit zeigen uns die vorstehenden Gleichungen in anschaulicher Weise, daß der Augit bei seinem Übergange in Granat und Chlorit Karbonate, Kieselsäure, zuweilen auch freie Eisenoxyde ausscheiden muß. Ferner wird es dadurch ganz begreiflich, weshalb sich in den Granatgesteinen des Ural so häufig Quarz und Calcit als verbindender Zement findet und der letztere auch in ganzen Lagern, wie wir es z. B. auf dem westlichen und auf dem nordwestlichen Ausläufer des Magnetberges (speziell der Berésovaja Gorá) gesehen haben.

Die primären Silikatgesteine, die die Unterlage der Granatgesteine und des Erzes bilden, enthalten, wie oben konstatiert worden ist, ansehnliche Quantitäten von Augit, die manchmal dem Gewichte nach über ein Drittel der gesamten Gesteinsmasse (etwa 40%) ausmachen. Rechnen wir noch gegen 11·5% freie Eisenoxyde hinzu, so werden wir zugestehen müssen, daß Material für die Ausbildung von Granatlagern zur Genüge verhanden ist. Diese Vorherrschaft des Augits in den Gesteinen des Magnetberges ist überhaupt eine sehr charakteristische Erscheinung; fast überall vertritt er hier die Stelle des Glimmers und der Hornblende, dieser so alltäglichen Bestandteile der Granite, Diorite, Syenite usw.

An der Oberfläche der Gesteinsmassen verwittert der Augit in anderer Weise; er geht direkt in rotes Ockereisenerz über. Die oberflächlichen Stücke der augitführenden Diorite sind häufig von einer roten vererzten Rinde umgeben, die aus mehr oder weniger verwittertem Feldspat und einer Art von Augit übriggebliebener und mit lockerem Ockereisenerz angefüllten Zellen besteht. Es sind gewissermaßen Erfüllungs-Pseudomorphosen von Braun- und Roteisenstein nach Augit.

Der Granat und seine Zersetzung. Der Granat besitzt, wie wir oben gesehen haben, die Fähigkeit, sich noch weiteren Umwandlungen zu unterwerfen. Auf dem Ural geht er gewöhnlich in Epidot über. Pseudomorphosen von Epidot nach Granat sind auch an anderen Fundstätten bekannt. Blum zählt in seinem bekannten Werke[1]) zahlreiche Beispiele dafür auf, z. B. aus Auerbach, Lölen

[1]) R. Blum, Die Pseudomorphosen etc. Nachtr. II, pag. 11; III, pag. 14; IV, pag. 10.

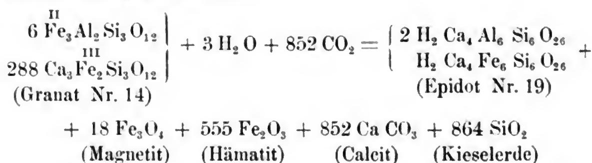
(in der Schweiz), aus Arendal (in Norwegen), aus Predazzo (in Tirol) usw.

Im ersten Abschnitte vorliegender Untersuchung sind die verschiedenen möglichen Wege angegeben, auf denen die Reaktion bei der Zersetzung des Granats verlaufen kann, wenn er nur der Einwirkung der atmosphärischen Agentien, Luft, Kohlensäure und Sauerstoff, unterliegt. Aus den dort mitgeteilten Gleichungen geht es hervor, daß der Übergang des Granats in Epidot unausbleiblich mit der Ausscheidung von freien Eisenoxyden, kohlensaurem Calcium und Kieselsäure verknüpft sein muß.

Ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Granatfelsens (Nr. 14) mit der des sich daraus entwickelnden Epidots (Nr. 19) zeigt, daß

Nr. 14*a* . . . 30·8% Fe_2O_3 und 0·9% FeO und
Nr. 19*a* . . . 16·8% „ „ — „ enthält und

daß also die Granatsubstanz, wenn sie sich in Epidot verwandelt, scheinbar nur die Hälfte vom Gewicht ihres ursprünglichen Eisenoxydgehaltes einbüßt. Allein eine solch einfache Vergleichung zweier extremer Momente gibt uns keinen richtigen Begriff von dem Quantum der sich ausscheidenden Eisenoxyde. In Wirklichkeit bildet sich mehr davon, und zwar, wie man leicht bemerken kann, in umgekehrtem Verhältnis zur Epidotmenge. Da diese durch den Tonerdegehalt des Granats reguliert wird, der in dem analysierten Granatfels sehr gering ist (0·4%), so folgt daraus, daß bei der Bildung von Epidot nur ein ganz kleiner Bruchteil der ursprünglich vorhandenen Eisenoxyde Verwendung findet, während der ganze Rest in freiem Zustande ausgeschieden wird. Der Wirklichkeit entsprechend läßt sich die Zersetzung des Granats bei seinem Übergange in Epidot durch folgende Gleichung ausdrücken:



$$\left.\begin{matrix} 6\,\overset{II}{Fe}_3Al_2Si_3O_{12} \\ 288\,Ca_3\overset{III}{Fe}_2Si_3O_{12} \end{matrix}\right| + 3\,H_2O + 852\,CO_2 = \left\{\begin{matrix} 2\,H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26} \\ H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26} \end{matrix}\right. +$$

(Granat Nr. 14) (Epidot Nr. 19)

$$+\ 18\,Fe_3O_4 + 555\,Fe_2O_3 + 852\,CaCO_3 + 864\,SiO_2$$

(Magnetit) (Hämatit) (Calcit) (Kieselerde)

Diese Gleichung ist natürlich nur in dem Falle richtig, wenn die Reaktion ohne Zustrom von Tonerde von außen her verläuft. Sie

gibt den extremen theoretisch möglichen Ausgang des Zersetzungsprozesses wieder, wenn die Eisenoxyde sich annähernd in vollem Umfange in freiem Zustande aussondern (und zwar 30·6% Fe_2O_3 und 4% FeO), während auf die Epidotbildung nur Zehntelprozente (0·2% Fe_2O_3) verwandt werden.

So kann Granatfels unter der Einwirkung von Wasser und Kohlensäure in Erz, kohlensaures Calcium, Kieselsäure und Epidot gleichsam umgearbeitet werden, wobei sich in dem für die Erzbildung günstigsten Falle aus dem Granat gegen 30% freie Eisenoxyde entwickeln. Der Granatfels des Magnetberges spielt folglich gewissermaßen die Rolle einer Vorratskammer, aus der sich Erze entwickeln, sobald unter dem Einfluß äußerer Faktoren eine Gleichgewichtsstörung im inneren Molekularsystem des Granats eintritt.

Einen vollständig analogen Prozeß der Bildung von Manganerzen aus Mangangranat beschreibt O. A. Derby[1]) aus Minas Geraës in Brasilien. Hier tritt das Erz auch in Verbindung mit dem auf basische Eruptivgesteine zurückgeführten Ton auf. Zwischen dem Granatgestein und dem Erz gibt es alle Übergänge, so daß als Ursprungsmaterial für das Erz ein wesentlich aus Mangangranat bestehendes Gestein angenommen wird. In enger Paragenese mit Granat kommt auch Quarz vor.

Die unmittelbare Entstehung von Eisenerz aus Granat wird durch die Pseudomorphosen von Rot- und Brauneisenstein nach Granat bewiesen, wie sie nicht nur im Ural, sondern auch in Böhmen, in den Vogesen usw. bekannt sind.[2])

Überhaupt kommt der Granat sehr häufig in Gesellschaft von Erzlagern vor. Im Departement du Rhône (Beaujeux) zeigt sich ein sehr mächtiges Granatlager ganz von Eisenerzadern durchzogen. In Arendal findet er sich gleichfalls in der Nähe von Erzlagern. Ebenso sind in Sachsen die Magneteisenlager mit Granatfels und Kalkstein verbunden (Berggießhübel) und Römer hat in Sevilla ein mit braunem Granat und grünem Epidot durchwachsenes Magnetitlager beobachtet. Die Erzlager des Departements du Var enthalten

[1]) On the Manganese Ore Deposits of the Queluz (Lafayette) District. Amer. Journ. of Science, 162, pag. 18—32, 1901. Vgl. auch Referat im N. Jahrb. f. Min. 1903, II, pag. 381.

[2]) Blum, Pseudomorphosen. Nachtr. III, pag. 179—180.

viel dunkeln Granat [1]) und in Schweden sind sie bekanntlich von einem besonderen Granatgestein (Skarn) umgeben.

In Mineralgängen gehören Granat und Magnetit zu der Paragenesis, bei der die Pyroxene als ältestes Glied auftreten, denen sodann der Granat und als noch jünger der Magnetit folgt, während Quarz und Calcit als jüngstes Gebilde den Schluß machen und die Hohlräume der Drusen ausfüllen. [2])

Aus all dem Gesagten erhellt es mit hinreichender Sicherheit, daß Augit von der einen Seite und Quarz und Calcit von der anderen das Anfangs- und das Schlußstadium einer Serie hydrochemischer Prozesse darstellen, die unter Umständen die Ausscheidung und Ansammlung großer Mengen freier Eisenoxyde unter Vermittlung von Granat und Epidot zur Folge haben. Einer von diesen Fällen gelangt in den Erzlagern des Magnetberges zur Beobachtung.

Die Zersetzung des Chlorits und des Epidots. In betreff der weiteren Schicksale des Chlorits und des Epidots bleibt uns nur noch sehr wenig zu sagen übrig. Es sind Substanzen, die man im allgemeinen als stabil bezeichnen kann, am Magnetberge aber spielen sie nur eine untergeordnete Rolle. Chlorit kommt nur in den Anfangsstadien der Verwitterung der Augitgesteine zum Vorschein, während der Epidot das stark zersetzte Granatgestein als lockere grünlichgelbe Masse, seltener in deutlich unterscheidbaren nadelförmigen Krystallen von gelber Farbe begleitet. Nichtsdestoweniger sind auch diese Mineralien imstande, weitere Verwitterungsprodukte zu erzeugen, wobei der Umstand besondere Beachtung verdient, daß auch diese Substanzen sich bisweilen im nämlichen Sinne zersetzen wie der Granat, d. h. daß auch sie das in ihnen enthaltene Eisen in Gestalt freier Oxyde auszuscheiden vermögen. So ergibt nach den Beobachtungen von Rosenbusch [3]) Chlorit, der sich auf Kosten von Augit und Hornblende entwickelt, bei seiner Zersetzung ein Gemenge von Brauneisenstein mit Quarz oder Chalcedon und Karbonaten, und Kenngott hat Pseudomorphosen von Brauneisenerz nach Chlorit beobachtet. Vom Epidot ist es ebenfalls bekannt, daß

[1]) Vgl. F. Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. III, pag. 585.
[2]) Breithaupt, Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg 1849, pag. 136.
[3]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gesteine, 1877, pag. 334 u. a.

er in Glimmer und ab und zu selbst in Talk und Eisenglimmer übergehen kann.[1]) Als endgiltige Zersetzungsprodukte von Chlorit und Epidot erscheinen also solche Substanzen wie Eisenoxyde, Kieselsäure und Karbonate oder solche, die leicht vom Wasser fortgetragen werden können, wie Glimmer und Talk.

Halten wir vorstehende Erörterungen mit den petrographisch-chemischen Untersuchungsresultaten und den geologischen Beobachtungen zusammen, so können wir uns den Entstehungsgang der Erzlager auf dem Magnetberge etwa in folgender Weise vorstellen. Nach der Ablagerung des unterkarbonischen Kalks, als schon alle vulkanischen Ergüsse von Massen- und Gang-Gesteinen zum Abschluß gelangt waren, verfiel der Magnetberg nebst seiner Umgebung ähnlich, wie der ganze Ostabhang des Ural, für die Dauer ganzer geologischer Perioden energischer Denudation und Abrasion. Die eruptiven Augit-Feldspatgesteine, aus denen er besteht, unterlagen einer allmählichen Verwitterung und Zerstörung und verwandelten sich dabei an der Oberfläche in ein Aggregat von Kaolin, Chlorit, Granat und Eisenerzen. Gleichzeitig schwemmte das atmosphärische Wasser einen Teil der neugebildeten sekundären Substanzen, in erster Linie Kaolin, aber auch Chloritschüppchen und kleine Erzkörnchen fort und deponierte sie in Gestalt von Tonen in den den Berg umgebenden Tälern und Mulden, während die größeren krystallinischen Körner und Krystalle von Magnetit und Granat zum größten Teil an Ort und Stelle blieben und sich an den Abhängen und am Fuße des Berges verteilten. Die sich bei der Zersetzung des Augits ausscheidende Kieselsäure und die Karbonate lösten sich einesteils im Wasser auf und wurden fortgeführt, anderenteils setzten sie sich als verbindender Zement zwischen den Granatkörnern ab. Auf diesem Wege entstanden die mächtigen Lager dieses Gesteines, die sich noch bis auf den heutigen Tag am westlichen Fuße des Berges erhalten haben. Die in diesen eingeschlossenen Magnetit- und Hämatitnester haben sich zum Teil auf Kosten der freien Eisenoxyde gebildet, die das frische Gestein enthält. Hand in Hand mit diesem G r a n a t i s a t i o n s p r o z e s s e vollzog sich aber auch schon der oberflächliche Zerfall des Granatgesteins, und reichliche Ausscheidung von freien Eisenoxyden, Calcit und Kieselsäure neben der Entstehung von

[1]) J. R o t h, Allg. u. chem. Geol. I, pag. 352.

Epidot bilden das Hauptresultat davon. Auch hier indes blieb nur ein geringer Teil des kohlensauren Calciums an Ort und Stelle und erzeugte marmorähnliche Calcitlager, das Gros dagegen wurde von kohlensaurem Wasser ausgelaugt. Ebenso diente ein gewisser Teil der Kieselsäure zur Formierung der häufig im Erze vorkommenden Quarzbeimengungen, während der Rest sich in alkalischem Wasser löste, an dem es nie mangelt, wo gleichzeitig die Bildung von Kaolin erfolgt. Diese chemische Auslaugung in Verbindung mit der mechanischen Tätigkeit der atmosphärischen Wässer, die die darin suspendierten Partikeln von Kaolin und anderen schuppenförmigen und amorphen Substanzen fortführten, begünstigte die allmähliche Konzentration der Erzteilchen, die sich aus dem Granat ausschieden, und ihre Ansammlung zu ganzen Lagern. Diese konnten anfangs nur Anhäufungen von losem Material darstellen, dann aber verdichtete sich dieses unter der katalytischen Einwirkung des Wassers, d. h. durch Lösung und darauf folgende Neukrystallisation. In ähnlicher Weise wie lockerer Quarzsand unter dem Einflusse des Wassers in kieseligem Sandstein übergeht und dieser sich zu kompaktem Quarzit verdichtet, ebenso können sich auch die einzelnen kleinen Krystalle und Körnchen von Magneteisenerz zu einer gleichartigen Masse verbinden.

So ist durch langsame chemische und mechanische Umbildung — durch hydrochemische eluviale Konzentration — das bunte Bild erzeugt worden, das wir in der Erzgrube an der Dálnaja Gorá vor Augen haben, wo neben großen kompakten Magnetitklötzen Nester und Gänge von lockerem Erz, untermischt mit verwitterter Granat-Epidot-Substanz und Kaolin, liegen, die, je mehr wir uns dem Kerne des Berges nähern, ihren Platz verwittertem Augit-Diorit einräumen.

Zum Schlusse haben wir noch einige Worte darüber hinzuzufügen, wie groß der Vorrat an Eisenerzen sein mag, den wir im Magnetberge vermuten können.

Zur Stunde läßt sich in Ermanglung detaillierter, auf Tiefbohrungen beruhender Angaben keine irgend auf Genauigkeit Anspruch machende Berechnung des im Magnetberge vorhandenen Erzquantums aufstellen. Durch die bisher in dieser Richtung vorgenommenen Untersuchungen ist lediglich die oberflächliche Verbreitung der Erze

festgestellt worden. Was dagegen die Mächtigkeit der einzelnen Lager betrifft, so sind nur auf der Usjánka 10 Tiefbohrungen vorgenommen worden, von denen die tiefste 79 *m* erreicht hat, während alle übrigen Fundstätten, insbesondere auch der Atatsch, in dieser Hinsicht eine vollkommene terra incognita bilden. Das nämliche gilt auch vom Verhältnis des Erzes zum tauben Gestein. Die durch Diamantbohrungen ermittelten Ergebnisse berechtigten uns indes zu der Annahme, daß es nicht geringer als 1:3 sein dürfte. Annähernd zu gleichen Resultaten ist man auch auf praktischem Wege in der Grube der Belorezk-Hüttenwerke gelangt. Hinsichtlich des Atatsch aber können wir auch in dieser Beziehung nichts Bestimmtes sagen.

Die unten stehenden Berechnungen beruhen daher, abgesehen vom Flächenraume der einzelnen Erzlager, zum Teil auf willkürlich angenommenen Zahlen.

Erzflächen.

1. Atatsch	843.750 m^2
2. Dálnaja Gorá	668.250 „
3. Usjánka	249.750 „
4. Jeshowka	90.000 „
5. Nordostabhang des Atatsch	54.000 „
6. Málaja Gorá	25.000 „
Summa . .	1,930.750 m^2

Setzen wir die Mächtigkeit des am sorgfältigsten erforschten Fundortes, der Usjánka, im Mittel mit 40 *m* an und schätzen wir die der übrigen auf 20 *m*, nehmen wir ferner an, daß das Verhältnis des Erzes (r) zum tauben Gestein ($p + 1$) auf dem Atatsch $^1/_6$, auf der Jeshowka $^1/_5$ und für die übrigen Lager $^1/_4$ betrage, so erhalten wir für jede einzelne Fundstätte folgende Zahlen:

Fundstätte	Mächtigkeit	$\frac{r}{p+1}$	Inhalt in Kubikmetern
Atatsch	20	$^1/_6$	2,812.500
Dálnaja Gorá	20	$^1/_4$	3,341.250
Usjánka	40	$^1/_4$	2,497.500
Jeshowka	20	$^1/_5$	360.000
Nordostabhang des Atatsch	20	$^1/_4$	270.000
Málaja Gorá	20	$^1/_4$	125.000
		Summa . .	9,406.250

Multiplizieren wir diese Zahlen mit dem Gewichte eines Kubikmeters Erz, das nicht unter 4000 *kg* beträgt, so erhalten wir 37,625.000 *t* (à 100 *kg*).

Diese approximative Schätzung läßt uns also zu dem Resultate gelangen, daß der im Magnetberge aufgespeicherte Erzvorrat nicht weniger als gegen 40 Millionen Zentner umfaßt.

Tafel III.

1. Zersetzung des Augits (a) zu Chlorit (c) und Granat (g). Die prismatische Spaltbarkeit des Augits entspricht der Faserung des Chlorits. 50mal vergrößert.

2. Zerlegung des Granats (g) in Epidot (e), Magnetit, Quarz usw. 30mal vergrößert.

3. Entstehung des konkretionären Granats. Ein symmetrischer Gang, dessen Mitte mit Chalcedon (c), dessen Seiten mit konkretionärem Quarz (q) und Granat (g) ausgefüllt sind. Letzterer zeichnet sich durch zonale Struktur aus. 15mal vergrößert.

4. Übergang des Granats in Magnetit. Letzterer dient als Zement zwischen den kleinen zersprungenen Granatkörnern. 10mal vergrößert.

5. Magneteisenstein und Quarz, der im Zentrum der Zeichnung deutliche Sphärolithstruktur offenbart. 15mal vergrößert.

6. Quarz, Magneteisenerz und Granat mit durch Magnetit ausgefüllten Rissen, der auch die einzelnen Granatkörner zusammenkittet. 10mal vergrößert.

XIV. Über Gestalt und Bau der Zöptauer Albite.

Von Prof. Vinzenz Neuwirth in Olmütz.

Mit 16 Textfiguren.

Die Krystalle des Zöptauer Albits wurden zuerst von Reuss und später von G. vom Rath gemessen. Die erste Beschreibung derselben lieferte V. v. Zepharovich[1]), eine spätere Beschreibung stammt von G. vom Rath[2]); Daubrawa[3]) beschrieb eigentümliche Durchkreuzungszwillinge und Fr. Kretschmer[4]) machte uns mit der genauen Topographie der Zöptauer Albitfundstätten bekannt.

Die Fundorte des Zöptauer Albits sind das „Pfarrerbgut", das „Erbrichtergut" und das Ried „Viehbich", wo derselbe als Begleiter des Epidots auftritt und außerdem noch mit fleischrotem Adular, gras- und spargelgrünem Titanit (Sphen), lichtem Amiant und Quarz assoziiert vorkommt. Sonst wurde der Albit noch in der „Hackschüssel"[5]) und am „Hüttelberg"[6]) bei Wermsdorf und in der Umgebung von Marschendorf gefunden.[7]) An letzterem Orte und am Fuße des Erzberges wurden außerdem auch mattweiße Perikline beobachtet.[8])

---

[1]) Sitzungsberichte der königl. Gesellschaft d. Wiss. Prag. 1865, 2, 5.

[2]) Niederrhein. Gesellsch. Bonn. 1880, 37. Bd., 52.

[3]) Zeitschrift d. gesamten Naturwissensch. Halle 1874, 9. Bd., 37.

[4]) Diese Mitt. N. F. 14. Bd., 157.

[5]) Die Albitkrystalle finden sich hier mit Bergkrystallen zusammen in Drusen auf Chloritgneis, sind weiß gefärbt und undurchsichtig, zeigen mitunter Periklinverwachsungen und wurden zuerst von Kretschmer (a. a. O.) beschrieben.

[6]) Auf Hornblendeschiefer aufgewachsene, von grünem Asbest durchwachsene, ziemlich große Albitkrystalle, welche vom Autor selbst dort beobachtet wurden.

[7]) Die Marschendorfer Albite gleichen den Albiten aus der nächsten Umgebung von Zöptau.

[8]) Becke-Zepharovich, Min. Lex. 1893, 4.

Der Albit hat sich in den Klüften der Zöptauer Amphibolschiefer erst nach der Bildung des Asbests und während der Umwandlung des letzteren in Epidot in Form von Krystallen abgesetzt. Die Entstehung der Albitkrystalle erklärt sich ungezwungen aus dem Umstande, daß Albit einen Gemengbestandteil des Amphibolschiefers bildet, auf welchem die Krystalle aufgewachsen vorkommen. Derselbe wurde jedenfalls von den atmosphärischen Wässern aufgelöst, in Lösung weggeführt und dann in den Klüften in Form von Krystallen abgesetzt. Häufig kann man in den Albitdrusen Krystalle verschiedenen Alters beobachten: größere von mattem Aussehen, offenbar eine ältere Bildung, und sehr kleine, durch Glanz und Frische ausgezeichnete, welche eine jüngere Bildung zu sein scheinen. Der wasserhelle Quarz, welcher in den Drusen vorkommt, hat sich infolge der Bildung des Epidots aus dem Amphibol des Amphibolschiefers ausgeschieden.

Nach V. v. Zepharovich hat Reuss an den Zöptauer Albiten zufolge der von ihm vorgenommenen Messungen folgende 10 Partialformen konstatiert: $M(010)\infty\breve{P}\infty$, $P(001)oP$, $x(\bar{1}01){,}\bar{P}{,}\infty$, $T(1\bar{1}0)\infty{}'P$, $l(110)\infty P'$, $o(\bar{1}\bar{1}1)P_{,}$, $k(100)\infty\bar{P}\infty$, $z(1\bar{3}0)\infty{}'\breve{P}3$, $f(130)\infty\breve{P}'3$, $p(v)(\bar{1}11){,}P$. Außer diesen von Reuss konstatierten Formen hat Autor an den ihm vorliegenden Albitkrystallen von Zöptau noch die Formen $n(0\bar{2}1)2'\breve{P}{,}\infty$, $e(021)2{,}\breve{P}'\infty$, $g(\bar{2}21)2{,}P$, $u(\bar{2}\bar{2}1)2P_{,}$, $\gamma(\bar{1}12)\frac{1}{2}{,}P$ und $\delta(\bar{1}\bar{1}2)\frac{1}{2}P{,}$ beobachtet; hingegen konnte er das von Reuss konstatierte Makropinakoid $k(100)\infty\bar{P}\infty$, dessen Vorkommen für den Albit überhaupt fraglich ist, nicht auffinden.

Somit sind an dem Zöptauer Albit bisher 15 verschiedene Partialformen beobachtet worden. Dieselben erscheinen in der folgenden Tabelle übersichtlich zusammengestellt.

Die Flächen f, z, n, o, g, u, γ, δ, welche an dem Orthoklas nur bei Störungen und Mißbildungen auftreten, welche aber beim Albit selbständige Bedeutung haben, sind auch an dem Zöptauer Albit durch treffliche Ausbildung und durch Größe ausgezeichnet.

G. vom Rath (a. a. O.) konstatierte an den Zöptauer Albitkrystallen eine Unregelmäßigkeit der Kantenwinkel, wie dieselbe an den Albitkrystallen überhaupt vorzukommen pflegt; er beob-

achtete ferner einen stumpfen Bruch der Flächen z$(1\bar{3}0)$ $\infty{}'\breve{P}3$ und fand M:z = 150° 17′. M:z′ = 152° 43′. Beide Flächenteile z und z′ sind durch eine stumpfe ausspringende Kante von 177° 34′ von einander geschieden.

	Partialformen	Buchstaben-bezeichnung	Symbol nach Miller	Symbol nach Naumann
1.	Brachypinakoid	M	010	$\infty \breve{P} \infty$
2.	Basisches Pinakoid	P	001	oP
3.	Hemiprismen	l	110	$\infty P'$
4.		T	$1\bar{1}0$	$\infty {}'P$
5.		z	$1\bar{3}0$	$\infty {}'\breve{P}3$
6.		f	130	$\infty \breve{P}'3$
7.	Hemidomen	x	$\bar{1}01$	$_{,}\bar{P}_{,}\infty$
8.		e	021	$2_{,}\breve{P}'\infty$
9.		n	$0\bar{2}1$	$2'\breve{P}_{,}\infty$
10.	Viertelpyramiden	o	$\bar{1}\bar{1}1$	$P_{,}$
11.		p (v)	$\bar{1}11$	$_{,}P$
12.		u	$\bar{2}\bar{2}1$	$2P_{,}$
13.		g	$\bar{2}21$	$2_{,}P$
14.		γ	$\bar{1}12$	$\frac{1}{2}{}_{,}P$
15.		δ	$\bar{1}\bar{1}2$	$\frac{1}{2}P_{,}$

Die Krystalle der mir vorliegenden Stufen des Zöptauer Albits sind verschieden groß. Während V. v. Zepharovich die größten mit 14 *mm* Länge, nach der Richtung der Brachydiagonale gemessen, angibt, befinden sich unter den mir vorliegenden Krystallen sogar solche, welche 3 *cm* in der Richtung der Brachydiagonale, 1·5 *cm* in der Richtung der Vertikalachse und 6 *mm* in der Richtung der Makrodiagonale messen. Sie bilden dicke Tafeln nach dem Brachypinakoid, deren Umriß nahezu die Form eines in der Richtung der Brachydiagonale gestreckten Rhombus hat. Sie zeigen sehr häufig amiantische Durchwachsungen, durch Treppenbildung sich wiederholende Flächen, endlich Kerben und Einschnitte, welche wohl durch den störenden, weggeführten Amiant, der die Krystalle zuweilen durch-

zieht oder brückenförmig verbindet, veranlaßt wurden. Sie erscheinen ferner mitunter zu treppen- und kammförmigen Gruppen vereinigt und sind stets Zwillinge [1]), u. zw. einfache oder polysynthetische Zwillinge nach M als Zwillings- und Zusammensetzungsfläche. Doch kommen auch Periklinverwachsungen und sogar auch Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz vor; hingegen sind Verwachsungen nach dem Bavenoer Gesetz an den Zöptauer Albiten noch niemals beobachtet worden. Die Zwillinge oder Zwillingsgruppen sind entweder mit dem einen Ende der Vertikalachse oder mit dem einen brachydiagonalen Ende oder endlich mit der Fläche M auf einer Matrix von Amphibolschiefer aufgewachsen. Die beiden Individuen der einfachen Zwillinge sowie auch die beiden äußeren Individuen der Doppelzwillinge und der polysynthetischen Zwillingskrystalle des Zöptauer Albits sind in der Regel fast vollständig entwickelt, also brachydiagonal nur sehr wenig verkürzt; infolgedessen zeigen die Krystalle außer den auf den Flächen P und x erscheinenden seichten Zwillingsfurchen auch noch eine von l und l' gebildete vertikale Rinne. Die Flächen M, P und x sind vorwaltend, die Hemiprismenflächen T, l, z und f sind hingegen nur untergeordnet entwickelt. Noch mehr treten die Brachydomenflächen n und e und die Viertelpyramiden g, u, p (v), o, γ und δ zurück, indem ihre Flächen in der Regel gar nur als schmale Leisten und Streifen entwickelt sind. Die geringste Ausdehnung haben die Flächen n und e, da dieselben stets nur als sehr schmale, gerade noch mit dem freien Auge bemerkbare, langgestreckte Streifen zwischen den Flächen P und M auftreten und die von denselben gebildeten Kanten abstumpfen.

Einige der an den Zöptauer Albiten auftretenden Kombinationen sind in den Fig. 1—3 veranschaulicht. Dieselben erscheinen als einfache Krystallindividuen dargestellt; es ist jedoch bei ihrer Betrachtung stets zu beachten, daß der Zöptauer Albit niemals in Form von einfachen Krystallen, sondern stets nur in Form von Zwillingen auftritt. In Fig. 1 finden wir neben den Flächen M, P, x. T,

[1]) Einfache Krystalle kommen beim Albit überhaupt nur selten vor. Die Zwillingsverwachsung scheint fast eine wesentliche Bedingung seines Baues zu sein. Nach Scharff (Neues Jahrbuch, 1869, 342) läßt sich auch von den einfachen Albitkrystallen, welche an einigen Orten als Seltenheiten gefunden wurden, nicht behaupten, daß sie wirklich einfach und eine Zwillingsverwachsung nicht zu entdecken sei. Die Spuren der Zwillingsbildung könnten ja auch überkleidet sein.

l, z und f noch die Brachydomenflächen n und e und die Viertelpyramidenfläche p (v) und o als schmale Streifen entwickelt, welche die Kombinationskanten P/M beziehungsweise x/M abstumpfen. In Fig. 2 erscheinen außer den Flächen M, P, x, T, l, z, f und o noch die Viertelpyramidenflächen g und u. In Fig. 3 endlich sind außer

Fig. 1.

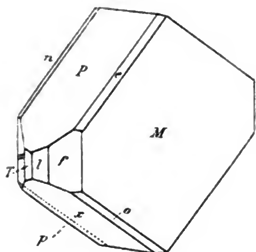


Fig. 2.

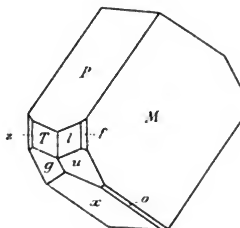


Fig. 3.

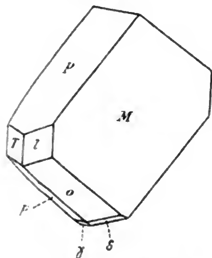


Fig. 4.

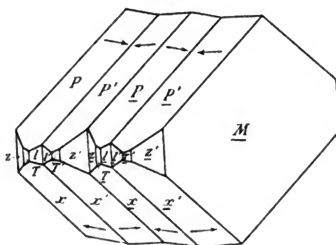


Fig. 1—3. Kombinationen an Albitkrystallen vom „Pfarrerbgut".
Fig. 4. Doppelzwilling.

den Flächen P, M, T, l die Flächen p und o vorwaltend entwickelt, die Flächen x fehlen ganz und die Kombinationskanten von p und o mit P sind durch die nur sehr untergeordnet entwickelten Flächen γ und δ abgestumpft. Die Flächen n, e, g und u, γ und δ in Fig. 1—3 sind für den Zöptauer Albit neu, da sie an demselben bisher noch nicht beobachtet wurden. Am häufigsten finden sich bei Zöptau die einfachen Zwillinge nach dem Albitgesetz (Kontaktzwilling nach M als Zwil-

lings- und Zusammensetzungsfläche). Jeder von diesen Zwillingen besteht aus zwei fast vollkommen entwickelten Individuen, welche die Begrenzung M P x T l z p n zeigen. Die Flächen P und P' bilden oben den für den Albit charakteristischen einspringenden Winkel von 172° 48', also eine seichte Zwillingsfurche, während ihre Gegenflächen einen entsprechenden ausspringenden Winkel bilden; ebenso bilden die Flächen x und x' oben einen einspringenden, unten einen ausspringenden Winkel. Infolge der Entwicklung der beiden, den Zwilling zusammensetzenden Individuen entsteht zwischen l und l' sowohl vorn als auch hinten eine vertikale Zwillingsrinne,

Fig. 5.

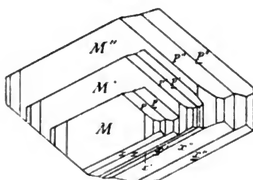


Fig. 6.

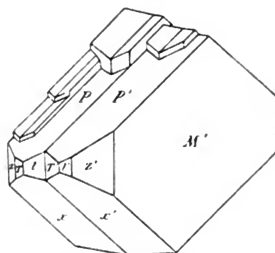


Fig. 5 und 6. Treppenförmig zusammengesetzte Krystallgruppen.

welche gerade für die Zöptauer Albitzwillinge charakteristisch ist. Fig. 4 stellt einen Doppelzwilling, also eigentlich einen Vierling des Zöptauer Albits vor, Fig. 5 und 6 zu treppen- und kammförmigen Gruppen vereinigte Zwillingskrystalle. In Fig. 5 erscheinen die x-Flächen der zu einer Gruppe verbundenen Zwillinge unten sehr unvollkommen zu einer Fläche vereinigt, oben hingegen nehmen dieselben in der Richtung der Makrodiagonale an Größe zu, wodurch das treppenförmige Aussehen der ganzen Gruppe verursacht wird. Durch die in der Prismenzone von l und l' beziehungsweise z und z' hervorgebrachten Rinnen gewinnt die Zwillingsgruppe vorn ein kammförmiges Aussehen. In Fig. 6 erscheinen die zu einer Gruppe verbundenen Zwillinge als treppenförmige, an Größe zunehmende Ansätze auf den Basisflächen eines größeren Zwillingskrystalls. Fig. 7 stellt

einen polysynthetischen Zwillingskrystall des Zöptauer Albits vor, an welchem zwischen den dicktafelförmig ausgebildeten äußeren Individuen vier Zwillingslamellen (lamellar entwickelte Krystallindividuen) eingeschaltet erscheinen, wodurch auf den Flächen P und x die für die triklinen Feldspate (Plagioklase) so charakteristische Zwillingsstreifung entsteht. Die Fig. 8 veranschaulicht einen Zwillingskrystall des Zöptauer Albits, welcher auf den Flächen M und M' eine von den Flächen f und f' gebildete vertikale Rinne zeigt, derzufolge er als Durchkreuzungszwilling zu betrachten ist.

Fig 7.

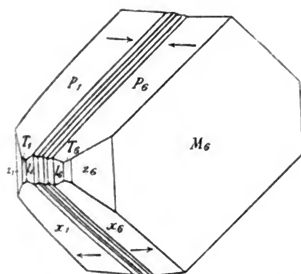


Fig. 8.

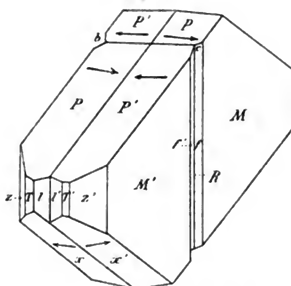


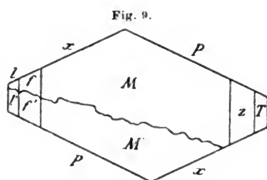
Fig. 7. Albitzwilling mit eingeschalteten Zwillingslamellen (Polysynthetischer Zwillingskrystall).

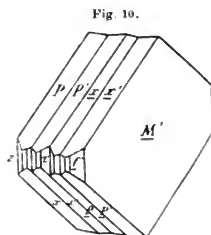
Fig. 8. Durchkreuzungszwilling.

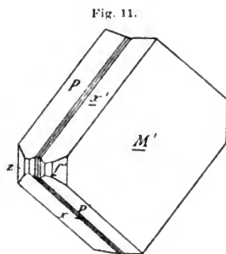
Derartige Durchkreuzungszwillinge, welche an dem Zöptauer Albit zuerst von Daubrawa[1]) beobachtet wurden, erinnern an die Durchkreuzungszwillinge, welche G. Rose an den Albiten von einigen Fundorten in Savoyen beschrieben hat. Fig. 9 zeigt uns eine Periklinverwachsung an einem Zöptauer Albitzwilling. Wir gewahren auf den M-Flächen die periklinische Zwillingsfurche als eine krumme, mehr weniger gezackte Linie, welche nach hinten abfällt. Es erscheinen hier die gewöhnlichen Zwillinge mit solchen nach dem Periklingesetz zu einer Gruppe vereinigt. Es kommt

[1]) Heinrich Daubrawa, Zur Kenntnis des Albits. (Zeitschrift f. die gesamten Naturwissenschaften. Halle 1874, 9. Bd., 37.)

auch zuweilen vor, daß zwei oder mehrere einfache Zwillinge nach dem Periklingesetz und zugleich nach dem Karlsbader Gesetz zu einer Gruppe verwachsen sind. Solche Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetze, welche an den Albiten niemals an einfachen Krystallen, sondern stets nur an Zwillingen beob-







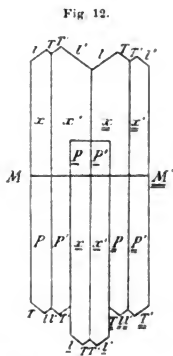


Fig. 9. Periklinverwachsung.
Fig. 10—12. Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetze.

achtet wurden, sind in den Fig. 10 und 11 dargestellt. Das linke Individuum kehrt oben seine P-Flächen, das rechte seine x-Flächen nach vorn. In Fig. 11 erscheinen die inneren an der Zusammensetzungsfläche liegenden Individuen der nach dem Karlsbader Gesetze verwachsenen Zwillinge nur lamellar entwickelt, so daß dieser Zwilling wie ein einfacher Zwilling aussieht. In Fig. 12



erscheinen drei gewöhnliche Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze verwachsen. Der mittlere legt seine x-Flächen nach vorn, die beiden seitlichen ihre P-Flächen. Rückwärts drängen die x-Flächen der letzteren nicht nur nach rückwärts, sondern auch nach innen vor, so daß die P-Flächen des mittleren Zwillings zurückbleiben müssen. Die x-Flächen der beiden seitlichen Zwillinge berühren sich infolgedessen in der Mitte unmittelbar hinter den zurückbleibenden P-Flächen des mittleren Zwillings. Fig. 13 stellt endlich einen andern Albitzwilling dieser Art vor, bei welchem vorn die P-Flächen, rückwärts die x-Flächen vordringen, so daß die beiden nach dem Karlsbader Gesetze verbundenen Zwillinge nicht nur nebeneinander, sondern auch voreinander zu liegen scheinen. (S. 272.)

Die Albite von Zöptau zeigen recht interessante Verhältnisse sowohl in Bezug auf die Beschaffenheit ihrer Flächen als auch in Bezug auf ihre, mit der Flächenbeschaffenheit im innigsten Zusammenhange stehende Struktur. Bei meinen eingehenden Studien, welche ich über diese Verhältnisse an zahlreichen mir vorliegenden Krystallen gemacht habe, konnte ich zwar viele Beobachtungen, welche Scharff[1]) an den Albiten überhaupt und G. vom Rath[2]) an den Zöptauer Albiten im besonderen gemacht haben, bestätigen, fand jedoch außerdem noch viele neue interessante Einzelheiten:

Die vorwaltend auftretenden Flächen des Brachypinakoids M sind stets glasglänzend, grob und unregelmäßig vertikal gerieft und lassen Anlagerungen von gleichorientierten lamellaren Individuen erkennen (Fig. 14). Feine Leistchen treten aus den Furchen hervor und bedecken dieselben zuweilen ganz. Bei sehr aufmerksamer Betrachtung treten außerdem noch zahlreiche kleinste Partien aus den Flächen M hervor, welche in etwas verschiedenem Niveau liegen und sich nach G. vom Rath als nach dem Periklingesetz verbundene Krystallstücke darstellen. Von den Prismenflächen T, l, z und f, welche gleichfalls glasglänzend sind, haben die Flächen z und f eine größere Ausdehnung und erscheinen deutlich vertikal gerieft; ihre Riefung nimmt sich wie eine glänzende Kanellierung aus. Von den Flächen T und l, welche eine nur undeutliche Riefung erkennen lassen, besitzen die Flächen T die geringste Ausdehnung, sind jedoch

[1]) Scharf, Über die Bauweise des Feldspates. II. Der schiefspaltende Feldspat: Albit und Periklin. (Abh. d. Senckenbergschen Gesellsch. Frankfurt a. M., VII. Bd.)

[2]) Sitzungsberichte d. niederrhein. Gesellsch., Bonn 1880, 37. Bd., 52.

durch ihren intensiven Glasglanz sofort zu erkennen, die Flächen l bilden die schon öfters erwähnte vertikale Rinne in der Prismenzone der gewöhnlichen Zwillinge. Die basischen Pinakoidflächen P, welchen beim Albit die vollkommenste Spaltbarkeit entspricht, zeigen einen lebhaften Perlmutterglanz, wodurch sie sich von den anderen Flächen, insbesondere aber von den Hemidomenflächen x, welche glasglänzend sind, stets leicht unterscheiden lassen. Sie sind verhältnismäßig glatt und eben, lassen jedoch bei näherer Betrachtung zwei sich kreuzende Streifensysteme erkennen, welche zu den Kom-

Fig. 13.



Fig. 14.

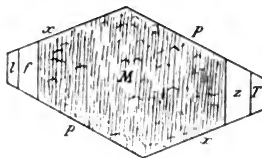


Fig. 13. Zwillingsverwachsung nach dem Karlsbader Gesetz.
Fig. 14. Beschaffenheit der Fläche *M*.

binationskanten mit l bzw. mit T parallel laufen und stellenweise eine gitterförmige Zeichnung hervorbringen (Fig. 15). Hiebei treten die zur Kombinationskante P/l parallelen Streifen viel deutlicher hervor, während die zur Kombinationskante P/T parallelen vielfach unterbrochen erscheinen.

Die in der Nähe der Zwillingsfurche auftretende, mit derselben parallellaufende Riefung, welche gewöhnlich sehr deutlich und mit freiem Auge bemerkbar auftritt, wird durch die zwischen den beiden äußeren Individuen des Zwillings eingeschalteten Zwillingslamellen (lamellar entwickelte Individuen) hervorgebracht (albitische Zwillingsstreifung). Häufig findet wohl auch ein Ausgleichen, ein Überdecken dieser Zwillingsstreifung, meist zunächst der Ansatzstelle des Zwillings statt, während dieselbe am unteren Ende

der Brachydiagonale in der Regel deutlich hervortritt. Auch auf den Spaltflächen ist ein solches Ausgleichen der albitischen Zwillingsstreifung zu beobachten. Außer dieser in der Nähe der Zwillingsfurche auftretenden Zwillingsstreifung ist auf den P-Flächen der Zöptauer Albite auch noch eine äußerst feine, nur bei sehr aufmerksamer Betrachtung mit der Lupe wahrnehmbare, zur Kombinationskante mit M parallele Streifung in der ganzen Ausdehnung der Flächen bemerkbar. Diese feine Streifung erscheint vielfach unterbrochen, da die Streifen bald verschwinden, bald in einer bestimmten Entfernung wieder auftreten. Dieselbe scheint meines Erachtens keine Folge des

Fig. 15.

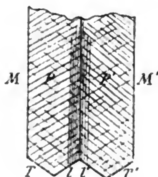


Fig. 16.

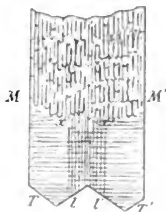


Fig. 15. Beschaffenheit der Flächen *P*.
Fig. 16. Beschaffenheit der Flächen *x*.

albitischen Zwillingsbaues (wie die vorhin erwähnte Zwillingsstreifung), sondern eine Folge der Struktur der einzelnen Krystallindividuen zu sein und wird höchst wahrscheinlich durch die Parallelverwachsung von lamellaren Albitindividuen, aus welchen die Individuen der Zwillinge zu bestehen scheinen, bedingt. Die Flächen x (Fig. 16) sind gewöhnlich drusig-rauh und infolgedessen uneben und erscheinen dort, wo sie eben und glatt sind — und dies ist vorzugsweise am unteren Ende der Brachydiagonale der Fall — parallel zur Makrodiagonale deutlich gestreift. Die drusig-rauhe Beschaffenheit dieser Flächen, welche oft in so hohem Grade auftritt, daß dieselben den Namen Flächen kaum verdienen, wird durch die vielen über die Flächen x mehr weniger hervortretenden Enden von nicht nur neben, sondern auch hintereinander gereihten lamellar, entwickelten Kryställchen, welche sich nur unvollkommen zur Fläche x vereinigen,

verursacht. Es ist recht merkwürdig, daß diese drusig-rauhe Beschaffenheit der Flächen x nur in der Nähe der Ansatzstelle des Zwillings auftritt, während dieselbe am unteren Ende der Brachydiagonale fehlt, wo die Flächen x eben erscheinen. Daraus erklärt sich auch, warum man die albitische Zwillingsstreifung, welche auch auf den x-Flächen in der Nähe der Zwillingsfurche auftritt, nur am unteren brachydiagonalen Ende derselben beobachten kann. Die Viertelpyramiden o und p (v) kommen mitunter als ziemlich breit entwickelte Flächen vor, welche die Kombinationskanten zwischen x und M abstumpfen und erscheinen stets parallel zu ihrer Kombinationskante mit n, bzw. mit e gerieft. Die Viertelpyramiden g und u, welche ich nur an einem einzigen der mir vorliegenden Krystalle beobachtet habe und welche für den Zöptauer Albit neu sind, waren matt und parallel zu ihren Kombinationskanten mit o, bzw. mit p fein gestreift. Die Viertelpyramiden γ und δ, welche ich ebenfalls nur an einem einzigen Krystalle zu beobachten Gelegenheit hatte, und welche für den Zöptauer Albit gleichfalls neu sind, waren hingegen glatt und glänzend. Was endlich die Flächen n und e, welche an den Zöptauer Albiten ebenfalls bisher noch nicht beobachtet wurden, anbelangt, so treten dieselben stets nur als sehr schmale, langgestreckte Streifen auf, welche gerade noch mit freiem Auge bemerkbar sind und die Kanten zwischen den Flächen P und M abstumpfen. Sie erscheinen ebenfalls glatt und glänzend.

Aus allen diesen Beobachtungen, welche ich an den Zöptauer Albiten gemacht habe, scheint hervorzugehen, daß insbesondere die größeren Krystalle des Zöptauer Albits außer der albitischen Zwillingsstruktur noch eine durch die Art des Fortwachsens bedingte lamellare Parallelstruktur besitzen, daß also auch die einfachen Krystallindividuen der Zwillinge Parallelverwachsungen von einzelnen, lamellar entwickelten Individuen zeigen, welche in der Richtung der Makrodiagonale nebeneinander und in der Richtung der Brachydiagonale hintereinander gelagert erscheinen.

Diese lamellare Struktur (Parallelverwachsung) gibt sich zu erkennen: 1. durch die lamellaren Anlagerungen auf den Flächen M; 2. durch die drusigrauhe Beschaffenheit der Flächen x; 3. durch die sich kreuzenden Streifensysteme auf den Flächen P, und zwar

sowohl durch die gitterförmige Zeichnung[1]) als auch durch die zur Brachydiagonale parallelen, vielfach unterbrochenen, sehr feinen, nur mit der Lupe wahrnehmbaren Streifen auf denselben.

In den Drusen des Zöptauer Albits tritt mehr oder weniger zahlreich weißer oder rötlicher Orthoklas auf, dessen Krystalle den Adulartypus aufweisen und in der Prismenzone mit dichtgedrängten Albitkryställchen bedeckt erscheinen. Mitunter zeigen diese Adularkrystalle auf den Flächen T, l und x größere Albitansätze. Derartige Adulare mit Albitansätzen habe ich in einer Periklindruse vom Mattenberg bei Marschendorf beobachtet. Dieselben waren mit Periklinkrystallen assoziiert, welche wiederum Albitansätze zeigten. Auch an einem Albitkrystalle vom „Viehbich" bei Zöptau war Adular in Form von Ansätzen vorhanden. In allen diesen Fällen hatten die Krystallansätze mit den Krystallen, auf welchen sie aufsaßen, die Zone MTl gemeinsam und waren infolgedessen mit letzteren regelmäßig verwachsen. Diese regelmäßigen Verwachsungen von Orthoklas- und Albitkrystallen habe ich bereits in diesen Mitteilungen (Bd. XXI, pag. 347 und 348) ausführlich erörtert. Daselbst erscheinen die hier angeführten Krystalle mit Ansätzen auch bildlich dargestellt.

[1]) Eine ähnliche gitterförmige Zeichnung, welche durch vertiefte, zu den Kombinationskanten mit T beziehungsweise mit l parallele Linien hervorgebracht wird, kommt nach Tschermak („Die Feldspatgruppe" in den Sitzungsberichten d. k. Akademie d. Wiss. in Wien. 1864, 50. Bd., I. Abt., pag. 566) beim Adular auf den Flächen P, x und y vor und steht mit der Art des Fortwachsens im Zusammenhange.

XV. Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges.

(II. Teil.)

Von **Dr. R. Beck** in Freiberg.

(Mit Taf. VII und 2 Textfiguren.)

I. Nachträgliche Bemerkungen über die Gneise des Müglitztales.

In unserer ersten Mitteilung in dieser Zeitschrift (Band XX, Heft 4 vom Jahre 1901) hatten wir im östlichen Teile des Erzgebirges, im Gebiete des Müglitztales, die dort herrschenden Biotitgneise als flaserige Granite kennen gelehrt, indem wir einen ganz allmählichen Übergang von solchen Biotitgneisen in fast massige, von echten Graniten nicht zu unterscheidende Gesteine mit eckigen Einschlüssen von Hornfels nachweisen konnten. Auch war es uns gelungen, die in jener Gegend so verbreiteten „Einlagerungen" von Muscowitgneisen ihrer mikroskopischen Struktur und mineralogischen Zusammensetzung nach als feinkörnige aplitische und zum Teil auch als pegmatitische Ganggranite zu erkennen. Da diese Muscowitgneise innerhalb der als Granite aufgefaßten Biotitgneise eingeschaltet sind, mußten schon diese ihre Lagerungsverhältnisse zu einem solchen Schlusse hindrängen. Bei beiden Gesteinsgruppen des Müglitztales, sowohl bei denen, die in früheren Arbeiten, so u. a. vom Verfasser selbst (Erläuterungen zu Sektion Berggießhübel vom Jahre 1889) als Biotitgneise kartiert, wie auch bei denen, die früher als Muscowitgneise oder rote Gneise bezeichnet worden waren, konnten wir auf eine starke Veränderung der ursprünglichen Struktur durch einen mächtigen Gebirgsdruck hinweisen und hatten das kataklastische Gefüge durch Dünnschliffbilder erläutert.

Als später Herr C. Gäbert von der geologischen Landesanstalt die von uns begonnenen Studien und kartographischen Aufnahmen der dortigen Gneißgebiete in sehr sorgfältiger Weise fortsetzte weil es uns zu weiteren Arbeiten dort an Zeit gebrach, bestätigte er zwar unsere Annahme von der eruptiven Entstehung der beiden Gneißvarietäten, kam aber insofern zu abweichenden Schlüssen, als er dem Gebirgsdruck nur eine ganz nebensächliche Rolle bei der Herausbildung der Flaserstruktur der Gneise zuerkennen zu müssen meinte, vielmehr die Flaserung lediglich als ein Ergebnis des ursprünglichen Erstarrungsprozesses erklärte. Er faßte diese seine Ansicht in den Erläuterungen zu Sektion Fürstenwalde-Graupen (pag. 12) in die Worte zusammen: „Es steht demnach fest, daß Kataklasstruktur keine charakteristische Begleiterscheinung bei der Herausbildung flaseriger Modifikationen des archäischen massig-körnigen Granites vorstellt, vielmehr ohne Wechselbeziehung zu dem Grade der Flaserigkeit (Parallelstruierung) des Gesteins auftritt: sie kann sich in massigem Granit einstellen und gerade in den gestrecktflaserigen, kurzwellig gebogenen Gneisen durchaus fehlen.“

Der Verfasser sieht sich dem gegenüber durch seine Erfahrungen in einem weiter unten zu beschreibenden neuen Gebiet eruptiver Gneise im östlichen Erzgebirge und nach einer gründlichen erneuten Durchsicht seiner Belegstücke und Präparate aus dem alten Arbeitsfelde im Müglitztale zu der Erklärung veranlaßt, daß er mit dieser Auffassung nicht übereinstimmt und an dem in der ersten Mitteilung in dieser Zeitschrift über den Einfluß der Kataklase Gesagten noch heute festhält. Überall findet er in den Präparaten der flaserigen Ausbildungen von Biotitgneiß und der lagenförmigen Varietäten von Muscowitgneiß die Anzeichen einer so starken Zerdrückung, daß doch die Kataklase einen sehr wesentlichen Anteil an der Herausbildung der Flaserung der parallelstruierten Abänderungen unter den Gneisen des Müglitztales zu haben scheint.

Zwar fehlen in dem Gebiet die aus der Nachbarschaft von Dislokationszonen, wie dicht an den großen Lausitzer Hauptverwerfungen bekannten Auswalzungserscheinungen, die den dortigen Granit zu einem phyllitähnlichen Gebilde umgewandelt haben, dafür ziehen aber durch die flaserigen Gesteine des Müglitztales überall mikroskopisch schmale Zonen eines feinkörnigen, aus scharfkantigen Körnchen gebildeten Zermalmungsproduktes. Diese vielfach ver-

zweigten Zonen fein granulierter Feldspäte und Quarze, zwischen deren Körnchen vielfach Glimmerblättchen eingestreut sind, und zwar Biotit sowohl wie Muscowit, umgeben oft scherbenförmige Reste von nicht zerdrücktem Gestein und heben sich scharf von ihnen ab. Es ist mit anderen Worten die Inkonstanz der Struktur vorhanden oder besser gesagt, die Ungleichmäßigkeit der Struktur, die erst kürzlich wieder von einem der besten Kenner dieser Verhältnisse als das am meisten charakteristische Merkmal gequetschter Granite bezeichnet worden ist.[1])

Zur weiteren Kennzeichnung dieser Strukturen brauche ich nur auf die in meinem ersten Aufsatze gebrachten Figuren 1, 5 und 6 auf Taf. VI hinzuweisen. Selbst in den von Herrn C. Gäbert erwähnten flaserigen Biotitgneisen mit quergestellten Karlsbader Orthoklaszwillingen vermisse ich die starken Spuren einer Zerdrückung nicht. Die Querstellung erscheint mir sogar eher als ein Hinweis darauf, daß hier die Parallelstruktur erst nach der Erstarrung erzeugt wurde, denn wäre diese Flaserung durch einen auf das Magma lastenden Druck primär entstanden, wäre es wohl zu einer Parallelstellung der angeblich fluidalen Glimmersträhne und der Feldspattafeln gekommen. Hätten sich doch beide in gleicher Weise in ihrer Lage der Richtung des Druckes anpassen müssen. Eine veränderte Einstellung der Tafeln in dem schon starren Gestein war natürlicherweise nicht mehr möglich.

Die nach unserer Ansicht eine flaserige oder lagenförmige Struktur erzeugende Deformierung infolge des Druckes ist ganz besonders stark auch bei den aplitischen und pegmatitischen Gesteinen des Müglitztales. Das, was Herr Gäbert unter „den in den Pegmatiten meist lagenförmig auftretenden zuckerkörnigen Feldspatmassen" versteht, dürfte mit unseren Zonen fein granulierter Quarze und Feldspäte zusammenfallen, wie wir sie oben beschrieben. Das Wort Granulation haben wir übrigens der meisterhaften Darstellung dieser dynamischen Vorgänge von Herrn C. R. Van Hise[2]) entnommen, auf die wir noch einmal zu sprechen kommen werden.

---

[1]) G. Klemm, Bericht über Unters. an den sog. „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzber. kgl. pr. Ak. d. W., 1904. II. pag. 52.

[2]) C. R. Van Hise, Metamorphism of Rocks and Rock Flowage. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 9, pp. 296—328, Pl. 19.

Wenn nun Herr Gäbert als Gegenbeweis gegen eine die Flaserung erzeugende Kataklase anführt, daß in unseren Gneisen die aus unzweifelhaft kataklastisch deformierten Granitgebieten seit langem bekannte Sericitisierung der Feldspäte, die Verreibung und Chloritisierung des Biotites und die Herausbildung jenes feinen „Quarz-Feldspat-Glimmergereibsels" vermißt wird, und wenn auch für andere Gebiete G. Klemm[1]), R. Reinisch[2]) und andere diese Glimmerverreibung und Sericitbildung als unbedingt notwendiges Kennzeichen der echten Kataklase verlangen, so ist darauf hinzuweisen, daß es sich in dem ausgedehnten, viele Quadratkilometer großen Müglitzgebiete, worin diese Kataklase von uns festgestellt worden ist, um eine regionale Zermalmung handelt. Diese denken wir uns unter sehr großer, stetig drückender Belastung und in großer Tiefe, dementsprechend natürlich auch unter bedeutenderer Wärme vor sich gegangen. Sie bestand aber nicht in der scheuernden Pressung und in der Auswalzung von Gestein längs offenen, den atmosphärischen Gewässern zugänglichen Klüften. Die Nebenbedingungen waren also ganz anderer Art. Es mußten deshalb in diesen tief unter der Erdoberfläche liegenden Druckgebieten Neubildungen ebenfalls ganz anderer Art wie dort erfolgen. Hier spielt vielmehr der von Van Hise eingehend geschilderte Prozeß der Rekrystallisation sich ab, vermöge dessen sich das feinste Zermalmungsprodukt bereits wieder zu regenerieren imstande ist, während die Granulation des Feuchtigkeit enthaltenden Gesteins noch gar nicht zum Abschluß gelangt zu sein braucht. Nicht nur der in unseren Gesteinen so häufige Muscowit, sondern auch ein großer Teil der kleineren Quarze und Feldspäte, besonders aber der größte Teil des Biotites dürften sich während des Granulationsvorganges oder unmittelbar nach demselben gebildet haben, indem der feinste Staub in dem überhitzten Wasser sich auflöste und aus den Lösungen von neuem Silikate sich ausschieden. Mehr und mehr haben sich diese Ideen, die vor Jahren nur ganz vereinzelte Forscher zu äußern wagten, in neuerer Zeit Anerkennung verschafft. So äußerte sich kürzlich noch Herr G. Berg[3])

[1]) G. Klemm, Bemerk. über Kataklas- und Protoklasstruktur in Graniten. Darmstädter Notizblatt, IV. Folge, 18. Heft, 1897, pag. 27.

[2]) R. Reinisch, Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Mit Karte. Habilitationsschr. Leipzig 1902.

[3]) G. Berg, Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst., XXII, 2, 1902, pag. 220.

in ähnlichem Sinne über die Genesis gewisser Gneise des Riesengebirges: „Denn, wenn wir annehmen, daß im Laufe unendlich langer Zeiträume Sedimente krystallin werden können, so müssen wir es auch für möglich halten, daß Granite, welche diesen Sedimenten zwischengelagert waren und zu einer Mikrobreccie zerquetscht wurden, auf analoge Weise eine sekundäre Krystallinität erhielten, welche die Kataklasstruktur verwischen kann.“ Vor allem aber möge hier auf die schönen, für die Erkenntnis der Entstehung der krystallinen Schiefer so ergebnisreichen Untersuchungen J. Lehmanns[1]) hingewiesen werden, die es mindestens sehr wahrscheinlich gemacht haben, daß der Biotit biotitreicher krystalliner Schiefer wenigstens zum größeren Teile ein Druckprodukt ist, entstanden durch Zermalmung, Auflösung und Wiederausscheidung von ursprünglichen Bestandteilen des Gesteins.[2])

Solche unter dem Einfluß der gewöhnlich als plutonische Regionalmetamorphose zusammengefaßten Agentien regenerierten Partien in unseren Gesteinen werden in ihrer Struktur den Paragneisen ähneln, also Anklänge an Hornfelsstruktur zeigen müssen. In der Tat erinnern hieran vielfach die Strukturen der granulierten Streifen der Gneise des Müglitztales, besonders diejenigen der stark gepreßten Muscowitgneise, bzw. Pegmatite und Aplite.

Als weitere Stütze für unsere Auffassung möge hier noch eine nachträgliche Beobachtung aus dem Gneißgebiet der Gegend unweit des Müglitztales eingefügt werden. Bei Hintertellnitz fand ich auf einer gemeinsamen Exkursion mit Herrn H. Credner und Herrn C. Gäbert vor ein paar Jahren unter anderen dort umherliegenden Blöcken von flaserigem Biotitgneiß einen, welcher sich von einem zwei Finger dicken Gangtrum eines seinem Aussehen nach an Muscowitgneiß erinnernden Gesteins durchzogen zeigte. Während die Masse des Blockes sonst viel Glimmer, Biotit und Muscowit führt, ist das Trum überhaupt viel glimmerärmer und enthält nur Musco-

[1]) Joh. Lehmann, Altkrystallinische Schiefergesteine etc. Bonn 1884, z. B. pag. 144, 205.

[2]) Bei der Durchsicht der Korrekturbogen gestatte ich mir noch zu bemerken, daß die in dem inzwischen erschienenen hochbedeutenden Werke von Herrn F. Becke, Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schiefer, Wien 1904, vertretenen Anschauungen unsere Auffassung der erzgebirgischen Gneise in jeder Weise zu stützen geeignet sind.

wit. Die Anordnung dieser Muscowitblättchen bedingt eine deutlich erkennbare Parallelstruktur innerhalb des Trums. Hierbei sind die im Trum vorhandenen Muscowitblättchen genau in derselben Richtung eingestellt wie die Flaserung des zweiglimmerigen Gneises, obgleich das Salband des Trums schräg durch die Flaserungsrichtung dieses umgebenden Gesteins hindurchschneidet. Es setzt also mit anderen Worten die Flaserung des Gneises schräg zum Salband eines Gangtrumes von granitischem Material durch dieses jüngere Trum hindurch. Wir deuten diese Beobachtung in der Weise, daß wir annehmen, daß nicht nur im Gang, sondern auch im Hauptgestein die Flaserung erst nach der Festwerdung zustande gekommen ist. Denn in einer offenen Gangspalte wird in dem Momente, in welchem Gesteinsmagma eingepreßt wird, der Druck immer nur senkrecht zur Begrenzungsfläche wirksam sein. Allgemeiner Gebirgsdruck ist während des Injektionsaktes in der Spalte aufgehoben und durch den Druck des Magmas selbst, das die Spalte auf möglichst große Entfernung zu füllen sich bestrebt, ersetzt. Erst nach erfolgter Erstarrung des Magmas im Kluftraum kann auch der kleine Gang selbst wieder in den auf der betreffenden Gebirgsscholle lastenden allgemeinen Gebirgsdruck einbezogen werden. Da aber die Glimmerblättchen im Gang nicht parallel den Salbändern gestellt sind, muß ihre Parallelität einer später wirkenden Ursache, nicht den auf das flüssige, noch innerhalb des Kluftraumes bewegliche Magma wirkenden Kräften zugeschrieben werden. Diese Parallelstruktur ist demnach keine Primärstruktur, sondern später erworben. Daß nun tatsächlich das Gefüge sowohl des Nebengesteins wie auch des kleinen Ganges eine starke Deformierung nach der Festwerdung aus dem Schmelzfluß durchgemacht haben, wird durch die unter dem Mikroskop bei beiden deutlich nachweisbare Kataklasstruktur bewiesen. Im Gefolge dieser Deformierung entstand nach unserer Meinung die Parallelstruktur.

Das eben beschriebene interessante Fundstück von Hintertellnitz erinnert in hohem Maße an ganz ähnliche Dinge, die Herr E. Weinschenk[1]) in seiner soeben erschienenen und uns freundlichst noch während der Reinschrift dieser Zeilen übersandten hochwichtigen

[1]) E. Weinschenk, Beitr. zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. III. Abhandl. K. bayer. Ak. d. W., II. Kl., XXII. Bd., II. Abt., 1903.

Arbeit über das Groß-Venedigergebiet geschildert hat. Er sagt wörtlich darin, pag. 265: „Solche Granitapophysen, namentlich inmitten der Gneiß-Glimmerschieferzone der Südseite, welche ihre Gangnatur auf das deutlichste erkennen lassen, sind oft in sehr vollkommener Weise schiefrig. Es ist bezeichnend, daß dann die Schieferung nicht etwa parallel zur Richtung des Ganges verläuft, sondern quer dazu und in Übereinstimmung mit jener der Schiefer, in welchen solche Granitgänge aufsetzen.“ In der Erklärung der Erscheinung stimmen wir allerdings nicht überein. Herr E. Weinschenk schreibt nämlich diese Gangschieferung einer Piëzokrystallisation während des Überganges aus dem Schmelzfluß in den starren Zustand zu. Ohne ein Urteil über die Erscheinung am Groß-Venediger abgeben zu wollen, möchte ich doch diese Erklärung aus den oben ausgeführten Gründen für unser erzgebirgisches Vorkommen nicht für anwendbar halten.

2. Die Gneise von Mulda.

Zum Bau des Bismarckturmes bei Freiberg wurde vor zwei Jahren ein granitähnlicher grauer Gneiß verwendet, der höchst überraschende Einschlüsse enthielt. Es stellte sich heraus, daß dieses Gestein dem neu angelegten Thieleschen Steinbruche im Tale der Freiberger Mulde dicht oberhalb von Mulda entstammte. Das Material führte seine ihm vom Lieferanten gegebene, aber angezweifelte Bezeichnung Granit, wie sich bei genauer Untersuchung zeigen sollte, mit Recht, wenigstens vom geologischen Standpunkte aus. Die eingehende Untersuchung desselben führte an Ort und Stelle sowohl wie im Studierzimmer zu Ergebnissen, die für die Erkenntnis der Genesis der erzgebirgischen Gneise nicht ohne Belang sein dürften. Unsere Beschreibung muß auch andere Gesteine der dortigen Gegend, welche mit jenem Gestein vom Bismarckturm eng verbunden sind, mit berücksichtigen.

a) Die dichten Gneise von Mulda und Sayda.

In der Umgebung von Mulda herrschen nach der von Herrn A. Sauer[1]) aufgenommenen Karte der kgl. sächsischen geologischen Landesanstalt mittel- bis feinkörnigschuppige Biotitgneise, welche zahlreiche linsenförmige Einlagerungen von dichtem Gneiß, weiter

[1]) A. Sauer, Erläuterungen zu Sektion Lichtenberg-Mulda. Leipzig 1886.

abseits auch von Quarzit und von Muscowitgneiß enthalten. Die dichten Gneise sind auch auf der südlich anstoßenden Sektion Sayda weit verbreitet. Hier war es bereits im Jahre 1886 dem Verfasser[1]) gelungen, geröllführende dichte Gneise nachzuweisen, das erste in der neueren Literatur erwähnte osterzgebirgische Beispiel dieser zuerst im Jahre 1865 von H. Müller[2]), später von A. Sauer[3]) (1879) und alsdann von vielen anderen Autoren beschriebenen, für die genetische Auffassung der Gneise überhaupt so hochwichtigen Gesteine, deren Verbandsverhältnisse mit echten Gneisen neuerdings wieder durch Herrn C. Gäbert[4]) an dem schönen anstehenden Vorkommnis bei Boden unweit von Marienberg dargelegt worden sind. Während H. Müller die Einlagerungen von Konglomeraten und dichten Gneisen im roten Gneiß, welche er an der Straße zwischen Neudorf und Kretscham-Rotensehma aufgefunden hatte, für bruchstückartig eingeschlossene Schollen in dem, seiner damaligen Ansicht nach auch dort eruptiven roten Gneiß gehalten und für Reste einer, das ältere Gneißgebirge bedeckenden jüngeren Grauwackenformation erklärt hatte, war bekanntlich durch A. Sauer die Zugehörigkeit dieser klastischen Gesteine zum krystallinischen Grundgebirge, zunächst zur Glimmerschieferformation, erwiesen worden.

Da wir im weiteren mit dem Gegensatz in der Struktur der erzgebirgischen Orthogneise und Paragneise uns zu beschäftigen haben werden, möge hier zunächst eine kurze Beschreibung des sonst wenig in der Literatur erwähnten geröllefüihrenden dichten Gneises vom Fürstenwege, südöstlich von Sayda, eingeschoben werden, der als Typus eines Paragneises gelten kann. Von den Lagerungsverhältnissen ist leider nichts bekannt, da das Gestein nur in Anhäufungen von losen Blöcken nachgewiesen werden kann, die aus dem Ackerboden herausgearbeitet worden sind. Das Vorkommen liegt an der Grenze der großen Saydaer Masse von grobflaserigem und körnig-schuppigem Muscowitgneiß und einem glimmerschiefer-

---

[1]) R. Beck, Erl. zu Sektion Sayda. Leipzig 1886, pag. 6.

[2]) H. Müller, Über den Glimmertrapp in der jüngeren Gneißformation des Erzgebirges. N. Jahrb. f. Min. etc., 1865, pag. 11.

[3]) A. Sauer, Über Konglomerate in der Glimmerschieferformation d. sächs. Erzgebirges. Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Halle, Bd. LII, pag. 706—736.

[4]) C. Gäbert, Geröllführende Schichten in der Gneißformation. Zentralbl. f. Min., Stuttgart 1903, pag. 465—469.

ähnlichem Gestein (Granatglimmerfels), das ganz in der Nähe eine Einlagerung von granatreichem Amphibolit mit Magneteisenerz enthält.[1])

Das gerölleführende Gestein ist petrographisch wie folgt entwickelt: Inmitten einer dem bloßen Auge fleckig erscheinenden Hauptmasse liegen Gerölle von feinkörnigem Quarzit, von verschiedenen granitähnlichen Gesteinen und von Quarz eingebettet. Ihre Größe schwankt zwischen der einer Erbse bis zu der eines Hühnereis. Manche sind völlig gerundet, andere zeigen stumpfeckige Form. An einzelnen Exemplaren kann man überzeugende Merkmale für die Geröllnatur an kleinen Quarzadern erblicken, welche diese Gebilde durchsetzen, dagegen nicht in das umgebende Gestein hinein sich erstrecken, vielmehr mit dem Rande des Gerölls abschneiden. In ihrer äußeren Beschaffenheit gleichen diese Gesteine völlig den bekannten gerölleführenden dichten Gneisen von Obermittweida. Wie bei jenen, haben einige Gerölle noch die ursprünglichen Umrisse bewahrt. Das Gestein kann also bei seinem Übergang vom ursprünglichen Zustand einer konglomeratischen Grauwacke in dem eines metamorphen Schiefers keine völlige Auflösung erlitten haben, auch nicht zeitweilig in einem viskosen Zustand sich befunden haben, ebensowenig, wie wir das im Gegensatz zu Herrn E. Weinschenk[2]) von den ebenfalls recht ähnlichen kontaktmetamorphen, gerölleführenden Hornfelsen von Köttwitz und Weesenstein bei Dohna voraussetzen können.[3]) Der ebengenannte Autor betont ja ausdrücklich, daß er sich die Piëzokontaktmetamorphose im Gebiete des Groß-Venedigers in der Weise denkt, daß die Sedimente und sonstigen

[1]) L. c. pag. 309.

[2]) R. Beck, Erl. zu Sektion Pirna. Leipzig 1892, pag. 41.

[3]) Bei dieser Gelegenheit möge als Anmerkung mitgeteilt werden, daß durch den Bahnbau, der lange nach unserer Aufnahme dort erfolgte, etwa 1·5 *km* nördlich von dem oben erwähnten Punkt am Fürstenweg unmittelbar beim Dorfe Friedebach, dicht nebeneinander 3 Granitgänge in Gneiß aufgeschlossen worden sind. Zwei davon sind ungefähr 2 *m*, der mittlere 1 *m* mächtig. Der am meisten östlich gelegene ist am Salband pegmatitisch entwickelt. Dieses Vorkommen kann uns aber nicht bestimmen, die gerölleführenden Gesteine am Fürstenweg für kontaktmetamorph aufzufassen, indem wir etwa in geringer Tiefe einen granitischen Batholithen vermuten. Das Vorkommen von dichten Gneisen ist eine viel zu weit verbreitete Erscheinung im Erzgebirge, als daß es durch solche, natürlich nicht ganz ausgeschlossene lokale Granitmassen in der Tiefe erklärt werden könnte.

Nebengesteine während der Kontaktmetamorphose von seiten der granitischen Zentralmassive nicht im starren, sondern in einem viskosen Zustand sich befunden hätten. Andere Gerölle von Sayda, ja sogar die meisten, sind sichtlich durch Druck entstellt und zu mehr oder minder flachen Schmitzen zusammengequetscht. Sie verschwimmen wohl auch zuweilen förmlich in der Grundmasse, kurz, sie zeigen alle die dynamischen Einwirkungen, wie sie Joh. Lehmann auch von den Vorkommnissen von Obermittweida beschrieben hat (l. c. pag. 133).

Wie bedeutend die Streckungserscheinungen innerhalb dieser letztgenannten sein können, zeigt ein uns vorliegendes, 1894 von unserem Amtsvorgänger A. W. Stelzner gesammeltes Belegstück von Obermittweida, das hier zu erwähnen gestattet sein möge. Es enthält ein 10 *cm* langes gestrecktes Quarzgerölle von vollkommener Belemnitengestalt, dessen Dicke an der mit elliptischem Querschnitt erscheinenden Bruchstelle nur 13, bzw. 7 *mm* beträgt. Dies walzenförmige Stück war völlig aus dem Gestein heraus lösbar. Nur an seinem spitzen Ende zeigte es sich mit dem krystallin gewordenen Zement des Gesteins verwachsen.

Unter dem Mikroskop läßt die Grundmasse der Konglomerate von Sayda, wie man aus Fig. 1, Taf. VII ersieht, typische Hornfelsstruktur, wie sie von echten Paragneisen bekannt ist, erkennen. Die makroskopisch hervortretenden Flecken sieht man durch eine Anhäufung der sehr reichlich im Gestein vorhandenen Granatkörnchen erzeugt. Der vorherrschende Gemengteil ist Quarz, dessen Umrisse so scharf polygonal sind, daß sie oft an die von Bienenwaben erinnern. Die Quarzkörner umschließen häufig rundliche Biotitscheibchen; umgekehrt sind einzelne größere Biotitblätter, die eingestreut sind, ganz durchbrochen von Quarzkörnchen, wie es, um mit F. Becke zu reden, beim krystalloblastischen Wachstum der Kampf um den Raum bedingte. Neben Biotit enthält das Gestein sehr viel Muscowit, aber anscheinend nur ganz wenig Feldspat. Bemerkenswert sind auch gewisse, ganz in ein serpentinartiges Mineral umgewandelte Körner von unbestimmbarer Art, die kranzförmig von winzigen Quarzindividuen umsäumt werden. Die Struktur dieser geröllführenden Gneise spricht demnach dafür, daß hier nach einer sehr starken Zusammenpressung des ganzen Gesteins, wie sie durch die zuweilen schmitzartig ausgezogene Gestalt der Gerölle zur Anschauung gebracht wird,

eine vollkommene Umkrystallisierung der Grundmasse erfolgt ist, die wir der plutonischen Regionalmetamorphose zuschreiben. Die zeitliche Folge der beiden Vorgänge, erst Pressung, dann Umkrystallisierung, wie sie hier unzweifelhaft feststellbar ist, muß auch für die eruptiven Gneise unseres Gebietes Geltung haben. Auch auf deren Pressung muß eine Umkrystallisierung erfolgt sein, welche die Kataklase teilweise verwischte.

Auch die dichten Gneise bei Mulda selbst lassen, wenn auch nicht so typisch, eine Hornfelsstruktur erkennen und führen, wenn auch nicht Gerölle, so doch mit anscheinend klastischen Umrissen hervortretende Quarze, so daß auch an ihrer sedimentären Entstehung kaum jemand zweifeln wird. Fig. 2, Taf. VII zeigt die Hornfelsstruktur eines solchen fast dicht erscheinenden Gneises von Mulda aus dem später noch öfter zu erwähnenden Wäldchen östlich vom Bad. Dieser dichte Gneiß hat etwas gröberes Korn wie der vom Fürstenweg, und ist viel reicher an Feldspat, Orthoklas und Plagioklas. Einschlüsse von rundlichen Quarzkörnchen inmitten der Feldspate, solche von Biotitscheibchen in den gewöhnlich geradlinig-polygonal umgrenzten Quarzen sind gewöhnlich. Muscowit fehlt hier fast gänzlich. Granat in kleinen Körnchen ist reichlich eingestreut.

Auch die mit diesen dichten Gneisen durch Wechsellagerung verknüpften fein- bis mittelkörnig-schuppigen Biotitgneise dürften als Paragneise aufzufassen sein. Doch stößt die scharfe Abgrenzung derselben von den eruptiven Gneisen auf große Schwierigkeiten und wird wahrscheinlich nur ungefähr durchführbar sein. Dies zeigt sich schon in nächster Nähe von Mulda, so namentlich bei den Gesteinen am linken Muldengehänge unweit des Forsthauses. Hier erschwert außerdem noch ein anderes Phänomen die deutliche Erkenntnis. Es enthalten nämlich die feinkörnig-schuppigen grauen Gneise recht oft unscharf abgesetzte, teils der „Schichtung“ parallele, teils schräg dazu verlaufende oder ganz unregelmäßig flammig erscheinende trumartige Quarz-Feldspataggregate. Es ist die bekannte Erscheinungsweise des erzgebirgischen Flammengneises[1]), der namentlich in der Gegend von Olbernhau so verbreitet ist. Daß die an grobkörnig-krystallinem

[1]) Siehe hierüber die ausführliche Beschreibung bei J. Hazard, Erläut. zu Sektion Pockau-Lengefeld. Leipzig 1886, pag. 6.

Feldspat, vorwiegend oligoklasreichem, zuweilen auch größere Biotitblätter und ganz selten große Hornblendekrystalle enthaltenden Flammen dieses immer granatreichen Flammengneises lediglich eingepreßtes granitisches Material vorstellen, unterliegt für uns keinem Zweifel. Wir besitzen als Beweis für diese unsere Auffassung eine große, bereits durch B. v. Cotta gesammelte Gesteinsplatte aus dem südlich von Sayda gelegenen Kunstgraben, dort, wo er den „Mörtelgrund" der geologischen Spezialkarte durchzieht, aus der sogenannten Martelsbacher Rösche, wie ihn die Bergleute heißen. Ein sehr granat-

Fig. 1.



reicher, feinkörnig-schuppiger Muscowit führender Biotitgneis wird hier von einem mindestens 7 *cm* breiten Pegmatitgang quer durchsetzt. Von dem einen nur erhaltenen Salband aus erstrecken sich, wie die Textfigur 1 erkennen läßt, Quarz-Feldspattrümchen von der Art jener „Flammen" in das Nebengestein hinein. Sie sind grobkörnig und bis fingerbreit. Die meisten derselben folgen in ihrem Verlauf der Parallelstruktur des Gneises, einige aber schneiden hier und dort schräg durch diese hindurch. Ihre Masse fließt an ihren Wurzeln mit der ganz gleichartigen Masse des breiten pegmatitischen Querganges vollkommen zusammen. Sie unterscheiden sich von diesem nur durch etwas kleineres Korn und dadurch, daß sie aus dem

Gneiß einige Granatkörnchen aufgenommen haben. Die Deutung dieses Belegstückes durch B. v. Cotta selbst geht leider aus seiner Etikette nicht hervor.

Solche Injektionserscheinungen spielen offenbar bei den erzgebirgischen Gneisen eine große Rolle. Zuerst machten Fournet (1859), später namentlich Michel-Lévy und in Deutschland ganz besonders J. Lehmann (1884) auf eine solche Durchtränkung von krystallinen Schiefern mit granitischer Substanz aufmerksam. Diese „gneissification“ der französischen Forscher wurde in Deutschland früher, auch vom Verfasser, als etwas sehr Unwahrscheinliches betrachtet. Jetzt überzeugt man sich mehr und mehr von der ausgedehnten Anwendbarkeit der Fournetschen Idee.

b) Der Gneißgranit von Mulda.

Dicht oberhalb von Mulda, dort, wo das Tal von dem nordöstlich streichenden Quarzporphyrgang des nahen Burgberges überschnitten wird, ist durch den oben erwähnten, gerade auf der Grenze zwischen Gneiß und Porphyr angesetzten Thieleschen Steinbruch am rechten Flußufer das zum Bau des Bismarckturmes verwandte Gestein aufgeschlossen, das künftig als ein zweiglimmeriger Gneißgranit bezeichnet werden möge. Die durch Waldbedeckung und die Seltenheit von sonstigen Aufschlüssen erschwerte weitere Verfolgung der Grenzen derselben ergab, daß es von einer etwa 1 *km* langen Strecke am Flusse entlang am rechten (nördlichen) Talgehänge noch so weit nachweisbar ist, daß eine ungefähr halbkreisförmige Ausstrichfigur vorzuliegen scheint.

Der Gneißgranit von Mulda ist ein mittelkörnig-schuppiges Gestein mit im allgemeinen nur schwach angedeuteter, durch gleichmäßige Anordnung länglicher biotitreicher Partien erzeugter Parallelstruktur, die auf dem Querbruch gewöhnlich gar nicht hervortritt, weil diese Glimmerflecken zwar in der Längsrichtung, nicht aber in der Querrichtung untereinander parallel gestellt sind. In manchen Partien treten schon Ansätze zu einer eigentlichen wie bei echten Gneisen entwickelten Flaserung hervor, an deren Zustandekommen Druckkräfte mitgewirkt haben. Wieder andere neigen zu porphyrartiger Struktur, indem bis 3 *cm* große Feldspatkrystalle, meist deutlich erkennbare Karlsbader Zwillinge von Orthoklas, aus der Hauptmasse hervortreten. Gewöhnlich sind diese porphyrischen Einsprenglinge

abgerundet und zugleich unregelmäßig linsenförmig gestaltet in der Weise, daß sie mit ihren Längsachsen parallel der Längsrichtung der Biotithaufen gestellt, mehr oder weniger augenartig aus dem Gestein hervortreten. Manche der abgerundeten Feldspatzwillinge werden ganz deutlich von einem schmalen Saum feingranulierter Feldspatmasse umgeben, der aus den vom Krystall abgepreßten Teilchen besteht. Einzelne lassen aber noch deutlich scharfe rechteckige Umrisse erkennen, und ein solcher Krystall wurde beobachtet, der schräg zur Richtung der Glimmerflecken eingestellt war, so daß deren Zug an seinen Längskanten abstieß. Die am meisten massigen Varietäten dieses Gneißgranites sind schon im äußerlichen Habitus kaum von einem echten Granit zu unterscheiden. Sie ähneln dann namentlich dem Lausitzer Hauptgranit, bilden auch wie dieser große abgerundete Blöcke. Diese Ähnlichkeit zeigt sich vor allem auch in der reichlichen Führung der noch zu beschreibenden Einschlüsse.

Unter dem Mikroskop erkennt man als Gemengteile Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Muscowit nebst Granat, Titanit, Apatit, Zirkon und Pyrit. Muscowit, der übrigens an Menge hinter dem Biotit zurücktritt, ist sicher primärer Entstehung, d. h. nicht während nachträglicher Verwitterung entstanden, denn es stand uns für unsere Untersuchung ganz tadellos frisches Material zur Verfügung. Auch geht dies aus der Art seiner Verwachsung mit dem Biotit hervor. Unter anderem findet man inmitten von ganz frischem Biotit schräg gestellte Blätter von Muscowit eingeschlossen, oder bemerkt, wie ein Muscowitblatt geradlinig an ein Biotitblatt grenzt so, daß die Grenzlinie senkrecht zur Spaltbarkeit verläuft. Die mikroskopischen Verbandsverhältnisse zwischen diesen Gemengteilen sind in der Hauptsache die in granitischen Gesteinen üblichen. Daneben aber macht sich eine deutliche Kataklase geltend, wie dies aus Fig. 3, Taf. VII hervorgeht. Feingekörnelte und zugleich besonders granatreiche Zonen umgeben als Erzeugnisse einer starken Zerdrückung gröber krystalline Aggregate von typisch granitischer Struktur. Die kurzen Blättchen von Muscowit und Biotit, die sich zwischen den kleinen eckigen Quarz- und Feldspatkörnchen dieser Zermalmungszonen eingestreut finden, scheinen, wie ihre Kreuz- und Querstellung erraten lässt, größtenteils erst nach der Granulation auskrystallisiert zu sein. Sie sind gewöhnlich zwischen zwei geraden Flächen benachbarter Körnchen eingeklemmt. Die größeren Biotitblätter des Gesteins werden

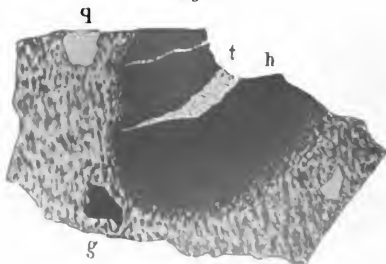
von einem Saum kleiner umgeben, die ebenfalls kreuz und quer gestellt sind. Undulös auslöschende Quarze sind nicht selten.

Es ist unmöglich zu entscheiden, ob die eben beschriebene Kataklase oder ob eine daneben vorhandene primäre Parallelstellung der Gemengteile den größeren Anteil an der Erzeugung der Parallelstruktur des Gesteines gehabt hat. Daß aber die Kataklase eine sehr wesentliche Rolle gespielt hat, ist nicht zu leugnen.

Die in dem Gneißgranit zahlreich vorkommenden Einschlüsse sind zweierlei Art: 1. Glimmerreiche Ausscheidungen aus dem granitischen Magma; 2. Fragmente von durchbrochenem Nebengestein.

Die glimmerreichen Ausscheidungen, deren Größe über die eines Kopfes hinaus ansteigt, haben gewöhnlich eine abgerundete,

Fig. 2.



ballenförmige, zuweilen aber auch eine eckige, ja sogar scharfeckige Gestalt, als wenn sie eine Zerstücklung erlitten hätten. Manche stellen linsenförmige, noch andere plattige Körper dar, die entweder dem Zuge der Biotitaggregate im Gneißgranit parallel oder seltener auch schräg dazu gestellt sind. Die Grenzen gegen das Nebengestein sind nicht sehr scharf. Ein allmählicher Übergang kommt vielmehr dadurch zustande, daß der Gneißgranit in der unmittelbaren Umgebung der glimmerreichen Ausscheidungen in einer 2—3 *cm* breiten Zone feinkörniger wird, in derselben Weise, wie das meist auch in der Umgebung der fremden Einschlüsse stattfindet. Andrerseits greift in manchen Fällen der Gneißgranit deutlich in Gestalt kurzer Apophysen in das Innere der dunklen Ballen ein. Einmal zeigte sich sogar ein solcher glimmerreicher Einschluß durch zwei granitisch-körnige, beider-

seitig in den umgebenden Gneißgranit verlaufende lichte Quertrümmer völlig zerschnitten. Durch Ansammlung von Glimmer in größeren Schuppen kann auch innerhalb dieser glimmerreichen Einschlüsse eine Andeutung von Parallelstruktur erzeugt werden. Diese läuft immer der Parallelstruktur des Gneißgranites parallel, und zwar auch in den Fällen, wo ein plattenförmiger Einschluß jener Art schräg zur Streckungsrichtung des einschließenden Gesteins sich eingestellt hat.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Einschlüsse als aus denselben Gemengteilen zusammengesetzte Gebilde wie der Gneißgranit, nur walten in ihnen die beiden Glimmer bei weitem vor. Manche stellen einen ziemlich grobschuppigen Filz von wesentlich nur Biotit und Muscowit dar. Zwischen den Glimmerblättchen sitzt häufig Pyrit. Dort, wo Quarz und die Feldspate sich reichlicher einstellen, bilden sie feinkörnige Aggregate. Zuweilen wurde auch eine reichliche Führung von Titanit, von Apatit, von Zirkon und von Granat beobachtet. In manchen Fällen ist es schwer, diese Ausscheidungen scharf zu unterscheiden von den gleichfalls reichlich vorhandenen, wie Textfigur 2 zeigt, oft auf einem sehr beschränkten Raume gleich daneben befindlichen Einschlüssen von Fragmenten eines vom Gneißgranit durchbrochenen gneißähnlichen Nebengesteins. Dieser zweiten, genetisch abweichenden Gruppe von Bestandmassen haben wir uns jetzt zuzuwenden.

Als solche haben zu gelten die lagenförmig geschichteten Fragmente von eckiger Form und von derselben Mikrostruktur, wie sie aus dem Paragneiß unserer Gegend bekannt ist und übrigens ja ähnlich auch bei echten kontaktmetamorphen Gesteinen sich vorfindet. Welchen Anteil die Kontaktmetamorphose an dieser Struktur hat, wird hier, in einem außerdem noch regionalmetamorph beeinflußten Gebiet zu entscheiden, kaum möglich sein. Wir verhehlen zwar nicht, daß gewisse Eigentümlichkeiten hier zu beobachten sind, wie z. B. die Führung von Zoisit neben Granat, wie sie Herr E. Weinschenk in seinem oben erwähnten ausgezeichneten Werke über das Groß-Venedigergebiet als Anzeichen einer Piëzokontaktmetamorphose auffaßt. Die Bildung solcher Minerale von möglichst geringem Molekularvolumen wird aber bekanntlich von anderer Seite auch während der Regionalmetamorphose angenommen, und zwar auch hier unter dem Einfluß des Pressungsphänomens entstanden betrachtet. Nach den von Herrn F. Becke beim internationalen Geologenkongreß

zu Wien 1903 vorgetragenen lichtvollen Ausführungen würde die Gegenwart von Granat, Zoisit und von den übrigen sogleich noch zu schildernden Gemengteilen eben nur andeuten, daß wir uns in der oberen Tiefenstufe des regionalmetamorphen Bildungsherdes befinden.

Die Einschlüsse bestehen in der Hauptsache aus geradlinig-polygonal umgrenzten Körnern von Quarz und Feldspäten, vorwiegend von Orthoklas sowie aus richtungslos eingestreuten oder unvollkommen parallel geordneten Biotitschuppen. Sie führen auch etwas Magnetkies und Titanit. Die Quarze darin umschließen häufig kleine rundliche Scheibchen von Biotit und umgekehrt sind die größeren Biotitblätter von Quarzeinschlüssen vielfach durchbrochen.

Gewisse, auf dem Querbruche gebändert erscheinende Einschlüsse im Gneißgranit mit typischer mikroskopischer Kontaktstruktur enthalten gelbgraue Lagen, die neben Biotit, Quarz und Feldspaten auch viel grüne Hornblende und Epidot führen. Einmal wurde ein Einschluß von epidotreichem Hornfels beobachtet, der die Form einer der Streckung des Gneißgranites parallel eingestellten, nur etwa 2 *cm* dicken, aber, wie an der Steinbruchswand ersichtlich war, 1·5 *m* langen Platte hatte. Der Gneißgranit zeigte sich unmittelbar an dieser Platte bis zu 2—3 *cm* Entfernung glimmerreicher wie sonst.

Einen epidotreichen Einschluß zeigt auch die in Textfigur 2 abgebildete Gesteinsfläche. Die fast dicht erscheinende Masse derselben wird von zwei Quarz-Feldspattrümern durchsetzt. Der Gneißgranit in der unmittelbaren Umgebung ist auch hier glimmerreich und dabei feinkörnig entwickelt. Dieselbe Gesteinsfläche zeigt außerdem noch eine glimmerreiche Ausscheidung und zwei der nicht selten in dem Gneißgranit von Mulda vorkommenden scharfeckigen Einschlüsse von milchig-trübem Quarz, ganz so wie jene im Gneißgranit des Müglitztales von uns beschrieben wurden. Mitunter sehen wir die Biotitsträhnen des Gesteins an diesen Quarzknauern deutlich abstoßen.

Ganz besonderes Interesse verdienen endlich gewisse sehr feinkörnige, lichtgrau erscheinende Einschlüsse, die aus Quarz, Zoisit, Granat, grüner Hornblende, Titanit und Pyrit bestehen. Manchmal sind diese Gemengteile ungleich verteilt in der Weise, daß im Inneren des Einschlusses Quarz und Zoisit nebst etwas Titanit und Pyrit vorherrschen, mehr nach den Rändern zu gelbroter Granat und grüne Hornblende. Fig. 4, Taf. VII stellt ein Dünnschliffbild aus einer Über-

gangszone zwischen den beiden Gebieten dar. Alle diese Mineralien, insbesondere Zoisit und Granat, haben die für Kontaktbildungen, aber auch für regionalmetamorphe Bildungen charakteristische Mikrostruktur. Sie sind ganz erfüllt von Einschlüssen. Die Quarze enthalten solche von Zoisit, die Zoisite solche von Quarz und Titanit. Auch diese zoisitreichen Fragmente werden von einem 2—3 *cm* breiten Saum eines feinkörnigen Gneißgranites umgeben, dessen Mikrostruktur vielfach an diejenige gewisser Hornfelse erinnert, wie das von Resorptionszonen um Einschlüsse herum auch bei anderen Graniten, z. B. den Lausitzern, bekannt ist.

Durch die geschilderten Einschlüsse gibt sich der Gneißgranit von Mulda als ein echter Granit zu erkennen. Für diesen Schluß ist es ganz gleichgültig, ob die Einschlüsse magmatische Schlieren darstellen oder losgerissene Fragmente eines Nebengesteines, was in der Tat bei einigen kaum sicher entschieden werden kann. Beide Arten zeigen sich jedenfalls als zum Teil von eckigen Umrissen umgebene, stofflich und strukturell vom eigentlichen Gestein abweichende Bestandmassen des Gneißgranites. Die ehemals magmatische Beschaffenheit des letzteren wird hinreichend allein schon durch die oben erwähnten Injektionserscheinungen erwiesen. Dies trümerartige Eingreifen des Gesteins in jene Einschlüsse dort, wo sie Schichtung zeigen, teils quer, teils parallel derselben, ist nur an einem echten Eruptivgestein möglich.

Wir haben aber außerdem bei Mulda noch andere Beobachtungen zu unserer Beweisführung hinzufügen können, wodurch diese noch mehr Sicherheit erlangt hat: Der Gneißgranit greift nicht nur im kleinen in jene oben beschriebenen Einschlüsse ein, sondern sendet auch größere, stark verästelte Apophysen in die an ihn angrenzenden Paragneise hinein.

Es läßt sich diese von erzgebirgischen Eruptivgneisen zum erstenmale beschriebene wichtige Erscheinung am rechten, teilweise von Gehölz bedeckten Gehänge eines gegenüber der Kirche von Mulda von Ost her ins Haupttal mündenden kleinen Seitentälchens beobachten. Die Sauersche geologische Karte verzeichnet hier einen Schwarm von kleinen Linsen von dichtem Gneiß inmitten des kleinkörnig-schuppigen Biotitgneises. Einzelne in dem dortigen Walde hervorragende Felsköpfe und das reichlich daselbst umherliegende Geröll bestätigen die Richtigkeit dieser Eintragung, die selbstver-

ständlich nur ein schematisiertes Bild geben wollte. Am unteren Gehänge aber, gerade über den Buchstaben „ld“ des Wortes Mulda der Karte findet man große rundliche Blöcke des typischen Gneißgranites, den man von dieser seiner nordwestlichsten Grenze aus ohne Unterbrechung nach SO hin bis in den oben geschilderten Thieleschen Steinbruch verbreitet sieht. Mustert man die dichten Gneise und ihnen zwischengelagerten feinkörnig-schuppigen Gneise jener unmittelbar nordwestlich an den Gneisgranit anstoßenden Gesteinszone genauer, so bemerkt man an zahlreichen Stellen eine ganz innige Durchtrümerung mit einem feinkörnigen Granit. Die meist nur bis ein oder zwei Finger dicken, seltener bis armstarken Gangtrümer laufen zum kleineren Teil quer oder schräg zur Parallelstruktur der Gneise, zum größeren Teil als Lagergänge konkordant derselben. Sie sind vielfach sehr stark verästelt. Die kleinen Quergänge heben sich mit scharfen Grenzen vom dunkleren Nebengestein ab. Nur bei den Lagergängen sind die Salbänder nicht immer scharf. Die mächtigeren Trümer enthalten häufig kleine, als dunkle Flecken hervortretende Einschlüsse von Gneiß. Ganz besonders bemerkenswert endlich ist es, daß die Glimmerschüppchen der dickeren granitischen Injektionen zu der Parallelstruktur, welche die dortigen Gneise beherrscht, gleichfalls parallel eingestellt sind.

In einem alten verlassenen Anbruch am Gehänge fanden sich inmitten der granitischen Trümer, welche den dichten Gneiß auch hier durchziehen, auch pegmatitische Ausscheidungen, zusammengesetzt aus Orthoklas und Quarz mit schwarzem Turmalin und großen silberweißen Glimmerblättern. Es mag hierbei bemerkt werden, daß das Vorkommen solcher turmalinführender Pegmatite auch an anderen Punkten der weiteren Umgebung von Freiberg bekannt ist, so z. B. in den Tiefbauen der kgl. Grube Himmelsfürst bei Brand.

Somit ist hier bei Mulda zum ersten Male in der neueren Forschungsperiode im Erzgebirge das intrusive Eingreifen eines ehemals als Gneiß kartierten, jetzt als Granit erkannten Gesteins in ein anderes gneißartiges Gebilde des krystallinen Schiefergebirges festgestellt worden. Den älteren, zum Teil noch lebenden Freiberger Geologen, denen wir wichtige Arbeiten über unser Gebirge verdanken, sind allerdings eruptive „Gneise“ daselbst längst bekannt gewesen. So hat Herr A. Müller, der verdienstvolle Monograph der sächsischen Erzlagerstätten, der eine ältere Aufnahme des Gneißgebietes in großem

Maßstabe ausgeführt hatte, wiederholt auf die Eruptivnatur mancher „amphoterer“ Gneise, wie er die zwei verschiedene Glimmer führenden Abarten nannte, hingewiesen. So schrieb er im Jahre 1863[1]): „Andrerseits umschließen die verschiedenen Gesteinsglieder der jüngeren Gneißformation, und zwar ebensowohl im Innern als an den Rändern derselben, größere Schollen und kleinere Fragmente von normalen grauen Gneisen, Glimmerschiefer, Tonschiefer, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Alaunschiefer, Grauwackenschiefer und körniger Grauwacke, letztere zum Teil in Fleckgneise oder kornubianitartige Gebilde (Glimmertrapp) modifiziert, wodurch das neuere Alter der jüngeren Gneißformation auch in anderer Weise sich dokumentiert. — Man kann hiernach der jüngeren Gneißformation des Erzgebirges wohl keine andere als eine plutonische, eruptive Bildung, ebenso wie den nahe verwandten echten Graniten, vindizieren.“

Daß auch Th. Scheerer[1]) in seinen, auf die Entwicklung der Geologie so einflußreichen Studien[2]) vom chemischen Standpunkte aus dazu gelangt war, die Freiberger Gneise in der Hauptsache als plutonische Eruptivgebilde zu erklären, dürfte allgemein bekannt sein.

Wir freuen uns, ganz unabhängig von diesen älteren Arbeiten auf Grund neuer eigener Wahrnehmungen im Felde und mit Anwendung moderner petrographischer Untersuchungsmethoden zu annähernd denselben Ergebnissen gelangt zu sein, wie diese ausgezeichneten Beobachter der älteren Freiberger Geologenschule, die sich um C. F. Naumann und B. v. Cotta geschaart hatten. Hierbei möge erwähnt sein, daß auch Herr R. Lepsius[3]) in seiner namentlich auch wegen der eingehenden Berücksichtigung der älteren Literatur sehr wertvollen Zusammenfassung der Geologie unseres Erzgebirges auf Grund allgemeiner Erwägungen und fußend auf jenen älteren Arbeiten einen Teil der grauen Gneise, die Freiberger und Marienberger Gneise, und die roten oder Muscowitgneise als Eruptiva anspricht.

[1]) Berg- und Hüttenmännische Zeitung, 1863. Nr. 27, pag. 236.

[2]) Th. Scheerer, Die Gneise des sächsischen Erzgebirges nach ihrer chemischen Konstitution und geologischen Bedeutung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1862, pag. 23—150. — Über die chemische Konstitution der Plutonite. Festschrift zum hundertjähr. Jub. der Bergakademie. Dresden 1866.

[3]) R. Lepsius, Geologie von Deutschland. II, 1. Leipzig 1903, pag. 22 ff.

Auch die Muscowitgneise [1]) der Freiberger Gegend, welche die dort ansässigen älteren Geologen immer für eruptiv gehalten haben [1]), müssen wir von neuem zu den granitischen Gesteinen ziehen. Die Aplitstruktur, die wir bereits an solchen Muscowitgneisen des Müglitztales nachweisen konnten, fehlt auch bei denen des Freiberger Gebietes nicht. Ganz nahe bei Mulda, am Fuchshübel zwischen Lichtenberg und Burkersdorf, kann man das nächstliegende Beispiel hierfür finden.

Ganz besonders typisch zeigt sich die Aplitstruktur bei den fast massig erscheinenden Muscowitgneisen vom Freiberger Bahnhof, die jetzt nicht mehr aufgeschlossen sind. Die streifigflaserigen Abänderungen lassen u. d. Mikroskop eine mehr und mehr wieder durch krystalloblastisches Wachstum verwischte Kataklasstruktur erkennen. Hierher gehören die frischesten und schönsten Muscowitgneise, die uns bekannt wurden [2]), die nämlich, welche durch einen Querschlag in 666 *m* Tiefe auf der Grube Himmelsfürst als Einlagerung inmitten der dortigen flaserigen Biotitgneise angetroffen worden sind. In diesem ganz lichtgrau gefärbten Gestein finden sich auch nicht die leisesten Anzeichen einer beginnenden Zersetzung. Die Struktur erscheint dem bloßen Auge lagenförmig. U. d. M. findet man Partien mit noch erkennbarer Aplitstruktur neben solchen mit deutlicher Kataklase. Dieser Muscowitgneis enthält viel Magnetkies, dessen zackige Körnchen gern bei den Muscowitanhäufungen liegen, ferner etwas Turmalin und Apatit.

Anders verhalten sich die streifigen und häufig stark gefältelten oder auch stengelig gestreckten Muscowitgneise der Gegend von Sayda. Auf dem Querbruch nimmt man hier mit dem bloßen Auge einen vielfachen Wechsel ganz verschiedener Lagen wahr: solche von wesentlich Quarz, solche von wesentlich feinkörnigem Feldspat und endlich solche mit viel Muscowit, ein wenig Biotit und kleinen Körnchen von Granat. U. d. M. bemerkt man besonders in den aus Orthoklas und Albit nebst etwas Quarz zusammengesetzten Lagen deutlich erkennbare Kataklase. Die Quarzlagen zeigen in der undulösen Auslöschung und in mehrfach beobachteten Zerreißungen die

[1]) Die umfangreiche Literatur hierüber findet sich sorgfältig berücksichtigt und zitiert in Herrn H. Credners Abhandlung: Der rote Gneiß des sächs. Erzgebirges. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., pag. 751—792. Mit 1 Taf.

[2]) Zu beziehen durch die kgl. Mineralien-Niederlage zu Freiberg.

Spuren der Pressung. Muscowit, Biotit und Granat verraten sich als krystalloblastische Bildungen. Die Granatkryställchen (Rhombendodekaëder) sind bisweilen von einem Spältchen durchsetzt, in welchem ein Biotitblatt eingeklemmt ist.

Eine holzartig-stengelige Abänderung dieser „Saydaer roten Gneise“ vom Hahneberg zu Ober-Neuschönberg ist besonders geeignet, um die Kataklasstruktur vorzuführen. Dieses Gestein führt neben Orthoklas viel Mikroklin, dessen Vorkommen in dynamisch beeinflußten Gesteinen schon so oft beschrieben wurde. Beiläufig seien auch einzelne schön zonal gebaute Zirkone und plumpe Säulchen von Apatit erwähnt. Betrachtet man die linealförmigen oder stengeligen Quarzaggregate dieses Gneises in einem Längsschliff, so sieht man sie zusammengesetzt aus unregelmäßigen Individuen mit Einschlüssen von einzelnen Biotitscheibchen und mit fast durchwegs undulöser Auslöschung. Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen, zum Teil mit beweglichen Libellen, gehen etwa unter 45° durch mehrere dieser einander parallelen Quarzstengel hindurch, zuweilen sich gabelnd oder sehr spitzwinkelig sich schneidend. Die Orientierung der Einschlußzüge erfolgte also ganz gleichmäßig für alle im Wachstum begriffenen Quarze sämtlicher linearer Aggregate dieses Minerales, auch ein Anzeichen starker Pressung während der Ausbildung der Krystallisationsschieferung, die dieses Gestein völlig umgebildet hat.

Erklärung der Tafel.

Fig. 1. Bindemittel der Gerölle führenden Gneise vom Fürstenweg bei Sayda. Schwache Vergrößerung.

Fig. 2. Dichter Gneiß von Mulda. Schwache Vergrößerung.

Fig. 3. Gneißgranit von Mulda mit Kataklasstruktur. Schwache Vergrößerung.

Fig. 4. Zoisit und Granat führender Einschluß aus dem vorigen. Stärkere Vergrößerung.

XVI. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 7. März 1904 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut. Anwesend 31 Mitglieder, 8 Gäste.

Hofrat G. Tschermak hält einen Vortrag über die Ableitung der Krystallisationsgesetze.

Legt man durch 4 nicht einer Zone angehörige Krystallflächen alle möglichen Zonen, die sich durch Verbindung je zweier der 4 Flächenpole ergeben, so erhält man einen Komplex von 9 Zonen. Indem alle möglichen Fälle von Gleichheit gewisser sich aus der Konstruktion ergebender Zonenstücke aufgesucht werden, findet man zunächst die Bedingungen für die Krystallsysteme: unter Berücksichtigung, daß Flächenkomplexe entweder kongruent (deckbar gleich) oder korrelat (spiegelbildlich gleich) sein können, ergeben sich weiterhin ungezwungen die 32 Symmetrieklassen als einander entsprechende Unterabteilungen der Krystallsysteme. (Ausführlicher in der demnächst erscheinenden 6. Auflage des Lehrbuches der Mineralogie).

Neue Mineralien.

Dr. Koechlin legt ein Stück eines neuen Minerals vor, das Böggild untersucht und nach dem Entdecker von Grönland, Erik dem Roten, Erikit genannt wurde (Meddelelser om Grönland. 1903, XXVI, 93). Gelbbraune bis zu 1 *cm* große Krystalle, rhombisch (0·57552 : 1 : 0·75796), mit den Formen:

a (100), b (010), c (001), m (110), n (120), o (130), p (270), d (012), e (011), f (032), g (021), h (052), i (031), r (101), s (201), t (111), u (114).

Spez. Gew. = 3·493, Härte = $5^1/_2$—6, Strich weiß, opak, nicht homogen. Im Dünnschliff zeigen sich netzförmige Krystallskelette einer gelben Substanz mit hoher Licht- und Doppelbrechung, erfüllt mit einer weniger brechenden farblosen (Hydronephelin?). Die Analyse ergab folgende Zusammensetzung: 8 SiO_2 . 4 P_2O_5 . 4 $(Ce, La, Di)_2 O_3$. 3 Al_2O_3 . CaO . 3 Na_2O . 11 H_2O. Die Krystalle sitzen in dem Nephelinsyenit des kleinen Berges Nunarsiuatik am Tunugdliarfik Fjord in Grönland.

Eglestonit, Terlinguait, Montroydit. A. J. Moses (American Journal, 1903, XVI. 253—259 und Groth, Zeitsch. f. Kryst., 1904, XXXIX, 3—12).

Eglestonit: tesseral mit herrschendem d (110); überdies a (100), n (112), s (123). Meist 1 *mm* große Krystalle, einzeln oder zu Krusten vereinigt, mit Diamant- bis Pechglanz, braungelb, am Lichte schwarz werdend. Strich grünlich- bis kanariengelb, H = 2—3, spez. Gew. = 8·327, Zusammensetzung: $Hg_6Cl_3O_2$. Benannt nach Professor Egleston, dem Gründer der Columbia School of Mines.

Terlinguait: monoklin (0·5306 : 1 : 2·0335, $\beta = 74^\circ 16'$) nach der b-Achse gestreckt; Hauptformen c (001), a (100), d (110), f (013), t (106), y (103), π (136), e ($\bar{1}$33), g ($\bar{1}\bar{3}$. 20 . 20), o ($\bar{1}$11). Im ganzen wurden 32 Formen beobachtet. Die meist undeutlichen Krystalle bis 1 *mm* groß, licht schwefelgelb, am Lichte olivgrün werdend, Strich zitrongelb, Härte = 2—3, spez. Gewicht = 8·725, deutlich doppelbrechend, Zusammensetzung: Hg_2ClO.

Montroydit: rhombisch (0·63797 : 1 : 1·1931). Formen: a (100), b (010), m (110), d (101), o (111), x (331), s (112), r (211), e (132). Meist orangerote Nadeln, die samtartige Überzüge bilden. Härte unter 2. Genannt nach Montroyd Sharp, einem der Besitzer der Terlinguagruben.

Die drei neuen Mineralien fanden sich auf den Quecksilberlagerstätten von Terlingua, Brewster Co., Texas. Diese liegen in Kalken der unteren und oberen Kreide in der Nähe von Durchbrüchen vulkanischer Gesteine (Phonolit, Andesit, Basalt) in breccienartigen Zonen. Das Haupterz ist Zinnober (Krystalle bis $^3/_4$ Zoll lang), begleitet von Calcit und gediegen Quecksilber, ferner von Gyps, Eisenoxyd, Wad, Aragonit und Calomel. Eglestonit und Montroydit fanden sich nur an einer Stelle in einer Druse in einem Calcitgange.

Kunzit Baskerville (Science, XVIII, 304), Kunz (American Journal, 1903, XVI, 264). Ein tief rosalila bis farbloser Spodumen in Krystallen von vollkommener Klarheit bis 1 *kg* schwer. Findet sich im groben zersetzten Granit in der Nähe von Pala, San Diego Co., Kalifornien, nicht weit von dem Fundorte des bekannten Rubellit in Lepidolit.

Boothit. W. T. Schaller (Bull. geol. Univ. Kalifornia 1903, III, 191, nach dem Referat in Amer. Jour, 1903, XVI, 186). $Cu SO_4 + 7 H_2 O$, während der trikline Kupfervitriol $5 H_2 O$ hat. Derb, fasrig und in unvollkommenen monoklinen Krystallen. Isomorphismus mit Eisenvitriol $Fe SO_4 + 7 H_2O$ und Pisanit $(Fe, Cu)SO_4 + 7 H_2 O$ wird vermutet. Findet sich mit Pyrit, Chalkopyrit sowie Melanterit, Pisanit, Chalkanthit, Copiapit, Epsomit und Alunogen in der Alma Mine, Leona Heights, Alamedo Co., Kalifornien.

Genannt nach E. Booth, Chemiker an der Universität von Kalifornien.

Astrolit Reinisch (Zentralbl. f. Mineral. etc., 1904, Nr. 4, pag. 108). Grüngelbe, radialstrahlige, 4—6 *mm* große Kügelchen von der Zusammensetzung $(Al_2 Fe_2) Fe(Na K)_2 (Si O_3)_5 . H_2 O$, Härte = 3·5, spez. Gew. = 2·78. Nach dem optischen Verhalten wahrscheinlich rhombisch. Die Kügelchen sind vollständig eingebettet (nicht auf Klüften, wie der äußerlich ähnliche Wavellit) in Kieselschiefer, seltener in anthrakonitischen Kalkstein oder kalkreichen Alaunschiefer, die ihrerseits als nuß- bis kopfgroße scharfkantige Bruchstücke in Diabastuff liegen. 1 *km* nordöstlich von Neumarkt im sächsischen Vogtland. Der Name ist nach der lokalen Bezeichnung „Sternle" gebildet.

Kryolithionit Ussing (Bull. Acad. Roy. d. Sci. etc. de Danemark 1904, Nr. 1). Farblose, fast durchsichtige, 2—17 *cm* große, rauhflächige Rhombendodekaeder, spaltbar nach (110), neben Siderit, Blende, Kupferkies und Quarz in Kryolit eingewachsen. Härte = 2·5—3, spez. Gew. = 2·777. Isotrop; Brechungsexponent für Rot = 1·3382, für Gelb = 1·3395, für Grün = 1·3408. Zahlreiche Einschlüsse von Flüssigkeit mit großen Luftblasen, unregelmäßig verteilt und Einschlüsse von Kryolit zum Teil in bestimmter Anordnung, besonders in den äußeren Zonen der Krystalle. Zusammensetzung: $Li_3 Na_3 Al_2 F_{12}$; unterscheidet sich also vom Kryolit dadurch, daß die Hälfte des Na durch Li ersetzt ist. 1 Teil Kryolithionit

löst sich in 1350 Teilen Wasser bei 18° C und krystallisiert daraus in Würfeln. Er schmilzt bei 710° C und die erstarrte Schmelze ist krystallinisch. Er findet sich im SO.-Teile des großen Kryolitbruches von Ivigtut in einer Tiefe von 30—40 *m*.

Ausstellung: Topas.

An der Ausstellung hatten sich beteiligt:

Das Hofmuseum (H), das Mineral.-petrogr. Universitäts-Institut (U), die Privatsammlungen der Herren v. Loehr, Kürschner (K), Lechner (Le), Dr. Perlep (P), J. Weinberger (W).

Folgende Fundorte waren vertreten:

Erzgebirge und Umgebung.

Schneckenstein. Drusen mit Quarzkrystallen, ein Krystall beiderseits ausgebildet (H). Schöne lose Krystalle der gewöhnlichen Form (H), (Le), (K).

Schlaggenwald: Wasserhelle Krystalle mit Fluorit (H); begleitet von Quarz und Zinnstein in Steinmark; manche zeigen den Beginn der Umwandlung in eine dichte steinmarkähnliche Substanz (H). Eine Stufe (K) zeigt eine schöne Druse auf Gneisen. Eine andere fällt durch starke Entwicklung der y-Flächen auf; mit Zinnstein und Quarz (Le).

Ehrenfriedersdorf. Mit Quarz, Zinnstein, Arsenkies, Fluorit und Steinmark auf Biotitgneis (H).

Altenberg. Eingewachsen in Steinmark (H); vom selben Fundort und von Zinnwald die strahlige, Pyknit benannte Varietät (H).

Mariaschein (bei Teplitz, Böhmen), Kalvarienberg. Bis 1 *cm* große Krystalle in Drusen im Biotitgneis (H).

Mähren:

Rožna. Grünlichweiße Krystalle mit Lepidolith.

Irland: Mourne. Großer Krystall im Drusenraum eines Pegmatites (H).

Schweden: Die derbe, Physalith genannte Varietät von Finbo (H) (K).

Rußland:

Mursinka (Alabaschka) war durch viele schöne Krystalle vertreten:

M l P f u y aquamarinfarbig (Le).

M l P y i u monoklin verzerrt (Le).

Dieselbe Kombination mit stärker entwickeltem u (Le). Ähnliche Krystalle zeigte die Kollektion (W). Ein auffallend schöner Krystall zeigte l P als Kombinationsträger mit i und y (P). Das Hofmuseum hatte sehr große Krystalle dieses Fundortes ausgestellt, einer davon zeigte prachtvolle natürliche Ätzung.

Sanarka. Zwei kleine schöne rotviolette Krystalle (P) mit vorwaltenden u-Flächen am Kopf. Ein ähnlicher Krystall ist abgebrochen, ausgeheilt und dadurch oben und unten verschieden (H).

Nertschinsk (Urulga-Fluß). Ein 10 *cm* breiter Krystall zeigt M l f als herrschende Formen (H); ein anderer ist durch tiefe Ätzung bemerkenswert (H).

Adluntschilon. Mehrere große Krystalle mit Rauchquarz. Manche lassen deutlichen Schichtenbau erkennen, mit trübweißen Schichten auf den Domenflächen („Pferdezähne") (H).

Eine Stufe zeigt Topas auf Lepidolith-Krystallen aufgewachsen und trägt die Fundortbezeichnung „zwischen Ural und Altai" (H).

Ein anderer vom Undafluß an der chinesischen Grenze Sibiriens zeigt in der Prismenzone l, in der Endigung f vorwaltend. P fehlt (H).

Japan:

Eine große Kollektion japanischer Krystalle, die teils den Schneckensteiner Typus wiederholen, teils denen von Mursinka ähnlich sehen, hatte das min.-petr. Univ.-Institut ausgestellt.

Von Yamagata Yama lag ein Krystall M l f vor mit auffallender Ätzung und deutlichen Ätzhügeln auf den Kanten l f.

Brasilien:

Ouro-Preto. Bruchstücke der bekannten einfachen Krystalle M l u in Steinmark eingebettet (H). Ebensolche eingewachsen in Quarz (W).

Von Capao lagen sehr interessante Stücke vor, welche das gleichzeitige Wachsen von Topas und Quarz erschließen lassen (P). Von Isão Correa bei Ouro-Preto ein Exemplar, das Topas gänzlich von Quarz umschlossen zeigt (P). Beide Stücke zeigen den Topas schön gelb.

Farblose Geschiebe zum Teil mit Andeutung von Krystallflächen lagen vor von Minas Geraes, Rio das Americanas, Cap May.

Mexiko:

Zacatecas. Spitze Krystalle, lose auf Rhyolith aufgewachsen (H).

San Luis Potosi. Ein beiderseits ausgebildeter Krystall, zeigt M l y o (Le). Ein ähnlicher zeigt nebstdem noch d und auf o feindrusige Überzüge (H). Ein bräunlich gefärbter M vorwaltend, P stark entwickelt (H). Ein wasserheller M l b im Gleichgewicht, o y d.

Nordamerika:

Nathrop, Colorado, Krystalle ähnlich denen von San Luis Potosi mit Spessartin in den Lithophysen eines Rhyoliths (H).

Thomas Range, Juab Co., Utah, ähnliche Krystalle von rosenroter Farbe M l o f y. Dugway Range M o (H) (K).

Pikes Peak. l M f ein stumpferes 0 k l als Ätzfläche (H) (K).

Monroe, Conn. Derb in Quarz (H).

Trumbull, Conn. Ähnlich dem vorigen (H).

XVII. Literatur.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Aloisi P.: Rocce dell'isola Dissei (Colonia Eritrea). — Estr. d. Atti d. Soc. Tosc. d. Scienze Nat. Vol. XIV, Nr. 2.

Bauer M.: Vorläufiger Bericht über weitere Untersuchungen im niederrheinischen Basaltgebiet. — Sitzungsber. d. königl. preuß. Akad. d. Wissensch. LXIV, 1903.

Becke F.: I. Über Mineralbestand u. Struktur der krystallinischen Schiefer. — Sonderabdruck a. d. LXXV Bd. der Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. kais. Ak. d. Wiss. 1903. Mit 1 Textfigur.

Bergeron M. J.: Sur les nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire. 1904.

Derselbe: Observations relatives à la tectonique de la haute vallée de la Jalomita (Roumanie). — Comptes rend. d. séances de l'Acad. d. scienc. Paris 1903.

Bergt W.: Aschenstruktur in vogtländischen Diabastuffen. — Abh. d. naturw. Gesellsch. „Isis" in Dresden, 1903, H. 1.

Derselbe: Stauchungen im Liegenden des Diluviums in Dresden. — Abh. d. naturw. Gesellsch. „Isis" in Dresden, 1903, H. 1.

Brauns R.: Der oberdevonische Pikrit und die aus ihm hervorgegangenen Neubildungen. — Separatabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XVIII, pag. 285—334.

Cayeux L.: Les lignes directrices des plissements de l'île de Crète. — Compt. rend. IX. Congrès géol. intern. de Vienne 1903.

Credner H.: Die geologische Landesanstalt des Königreichs Sachsen. — Sonderabdruck a. „Die königl. sächs. Bergak. zu Freiberg u. d. königl. geolog. Landesanstalt nebst Mitt. über d. Entwick. u. d. Stand des Berg- u. Hüttenwesens u. d. Bergpolizei im Königreich Sachsen".

Diener C.: Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904.

Franchi S.: Contribuzione allo studio delle Roccie a Glaucofane e del metam. onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale. — Estr. dal Boll. del R. comit. Geolog. anno 1902.

Grosser P.: Reisen in den äquatorianischen Anden. — Sonderabdruck a. d. Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn. Bonn 1904.

Hammer W.: Über die Pegmatite der Ortler-Alpen. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1903, Nr. 17.

Handmann R.: Das Vorkommen von Cordierit u. Cordierit-Gesteinen bei Linz u. ein Vergleich mit den diesbezüglichen Vorkommnissen im bayrischen Wald, nebst einer Erklärung ihrer Entstehungsweise. Linz 1904.

Henriksen G.: On the iron ore deposits in Sydvaranger in Finmarken Norway and relative geolog. problems. — Translated from norwegican.

Holst O. N.: On the relations of the „Writing Chalk" of Tullstorp (Sweden) to the drift Deposits, with reference to the „Interglacial" question. — Extr. from the Geolog. Mag. Dec. V. Vol. I, Nr. 476, Februar 1904.

Johnsen A.: Zur Entstehung der Facettengesteine. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 19, 1903. — Bemerkungen zu meiner Notiz über Facettengesteine. Ebenda Nr. 20 u. 21, 1903.

Kaiser Erich: Beiträge zur Petrographie u. Geologie der deutschen Südsee-Inseln. — Sonderabdruck a. d. Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. u. Bergak. 1903, Bd. XXIV, H. 1.

Katzer F.: Über den heutigen Stand der geolog. Kenntnis Bosniens u. der Herzegowina. — Compt. rend. IX. Congr. intern. géolog. d. Vienne 1903.

Klemm G.: Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. — Sitzber. d. königl. preuß. Ak. d. Wiss. Sitzung 7. Jänner 1904.

Klockmann F.: Über kontaktmetamorphe Magnetitlagerstätten, ihre Bildung u. systematische Stellung. — Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1904.

Kolderup Fr. C.: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. II. Die Labradorfelse und die mit denselben verwandten Gesteine in dem Bergensgebiete. 3 Tafeln, 25 Textfig. — Bergens Museum. Aarborg 1903, Nr. 12.

Kolenec Fr.: Über einige leucocrate Ganggesteine vom Monzoni und Predazzo. — Sonderabdruck a. d. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark, Jahrg. 1903.

Láska W.: Ziele u. Resultate der mod. Erdforschung. IV. Das Erdinnere. — Sonderabdruck aus Natur u. Offenbarung, 50. Bd, München 1904.

Lawson A. C.: The orbiculare gabbro at Dehesa, San Diego Co., California. — Univ. of Calif. Publ. — Bull. of the Depart. of geol. Vol. 3, Nr. 17, pag. 383—396, Pl. 46.

Margerie Em. de: La structure du Sol autrichien. — Extr. d. Annales de Géogr. Tome XIII, 1904.

Merriam C. J.: The pliocene and quaternary canidae of the great valley of California. — Univ. of Calif. Public. Bull. of the Dep. of Geolog. 1903.

Derselbe: A note on the fauna of the lower miocene in California. — Univ. of California Public. Bull. of the Dep. geol. Vol. 3, Nr. 16, pag. 377—381.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

XVIII. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

J. E. Hibsch. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt IV (Aussig). Nebst Erläuterungen. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 4, pag. 305—383. 1 Tafel und 23 Textfiguren. G. 50, 60, 82. Basanit, Basalt, Kamptonitische Ganggesteine, Phonolith, Sodalithsyenit, Tephrit, Trachydolerit. 83, 87. H. 30, 75, 80, 85, 90, 95, 98. dk.

F. Neugebauer. Das Goldbergwerk Schellgaden. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 4, pag. 384—387. G. 60. dk.

R. Koechlin. Neue Mineralien. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 4, pag. 387 bis 388. G. 40, 50; Grandidierit. Serendibit. Bakerit.

XVIII. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Blatt IV (Aussig).

Nebst Erläuterungen von **Dr. J. E. Hibsch.**

Bearbeitet und herausgegeben mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

Mit einer Tafel und 23 Textfiguren.

Allgemeines.

Das Gebiet vorliegenden Kartenblattes umfaßt einen Teil des zentralen vulkanischen Mittelgebirges und den östlichen Anteil der miozänen Braunkohlenablagerungen des Teplitzer Beckens. Die beiden Gebietsanteile besitzen eine ganz verschiedene Oberflächengestaltung.

Die miozänen Braunkohlenablagerungen, welche von Westen her bis zur Stadt Aussig im Zentrum des Kartenblattes reichen, zeigen im allgemeinen eine flach gewellte Oberfläche. In der Bihana erreicht diese ihren höchsten Punkt mit 212 *m* Meereshöhe. Zwei zur Biela fließende Bäche, der Schönfelder und der Sernitz-Bach, durchschneiden das Braunkohlengebiet mit ganz sanft geböschten Talfurchen.

Ein völlig anderes Landschaftsbild bieten die Eruptivgebilde, welche die Braunkohlenmulde im Norden, Osten und Süden einrahmen. Diese bilden wellige Plateaus mit aufgesetzten Kegeln, Kuppen oder Rücken. An den Rändern fallen die Plateaus steil ab. Sie erheben sich zu beträchtlicheren Höhen, mit der Wostray bis zu 585 *m*, im Glaber zu 508 *m*, am Brand 450 *m* und im Strisowitzer Berge 341 *m* über dem Meeresspiegel.

Dieser Teil des vulkanischen Mittelgebirges wird durch die tief eingerissene Talfurche der Elbe, durch die Täler der Biela

und des Pokauer oder Kleisch-Baches in fünf Abschnitte zerlegt: 1. Im Südwestwinkel des Kartengebietes die Rabenay, bis zum Tale der Biela reichend. 2. Der plateauförmige Gebirgsstock zwischen der Biela und der Elbe, welcher bei Aussig mit der Ferdinandshöhe endet. 3. Der mit dem Kegel der Wostray gekrönte Gebietsteil östlich der Elbe. 4. Ein von der Elbe und dem Pokauer oder Kleisch-Bache begrenzter Teil im Nordosten des Gebietes, welcher den Brand trägt. 5. Der Strisowitzer Berg, ein im Nordwesten des Kartenblattes gelegener langgestreckter Bergrücken.

Die erstgenannten vier Abschnitte stellen in ihrer Gesamtheit einen einheitlich aufgebauten Komplex dar, welcher erst später durch die Talerosion zerschnitten worden ist. Der Strisowitzer Berg hingegen ist ein ganz selbständiges Eruptivgebilde, welches sich durch mehrere Bruchlinien von den übrigen Teilen abtrennt, aber auch infolge seines Aufbaues aus bloß tephritischen Gesteinsmassen von den andern Gebietsteilen unterschieden ist.

Am Aufbau der oben unter 1 und 2 angeführten Gebietsteile beteiligen sich außer älteren Sedimenten, welche die Grundlage für die Eruptivprodukte bilden, nur basaltische Gesteine. Auch der Gebietsteil östlich der Elbe besteht, von den unterlagernden Sedimenten abgesehen, der Hauptsache nach aus basaltischen Eruptivgebilden, zu denen noch der Phonolithstock des Schreckensteins, der Phonolithlakkolith des Steinberges, drei Gänge kamptonitischer Gesteine und die tephritischen Gesteine der Wostray treten. Der vom Brand bedeckte nordöstliche Teil der Karte besteht aus dem Phonolithlakkolith des Marienberges, dem Sodalithsyenitstock nördlich davon, aus einem ausgebreiteten System basaltischer Gesteine, welchem am Johannisfeuer und am Brand Tephrittuffe mit eingeschalteten Decken von Nephelin- und Leuzittephrit aufgelagert sind, und aus verschiedenen Sedimentgesteinen. Der Strisowitzer Berg aber baut sich, von einigen kleinen Basalttuffablagerungen abgesehen, wie schon erwähnt, ausschließlich aus Tephrittuff auf mit einem Erguß von Hauyntephrit.

Von allen Talfurchen ist die der Elbe am tiefsten eingeschnitten, der Nullpunkt des Elbpegels bei Aussig besitzt die Seehöhe 132·7 *m*. Die Gehänge des Elbtales oberhalb Aussig fallen sehr steil zum Flusse ab. Viel sanfter geböscht sind die Lehnen im Elbtale unterhalb Aussig. Zum tiefen Spiegel des Elbflusses stürzen

die Bäche von den basaltischen Plateaus durch klammartige enge Rinnen herab, zum Teil sogar Wasserfälle bildend. Das Elbtal erscheint gegenüber den Entwässerungsrinnen der Plateaus „übertieft" im Sinne von Albrecht Penck. Die größere Wassermenge des Hauptflusses erodierte dessen Tal stärker, als es die kleinen Bäche in ihren Rinnen während der gleichen Zeit vermochten.

Das Elbtal und dessen Seitenschluchten sind mit großen landschaftlichen Reizen ausgestattet. Talsohle und untere Talgehänge tragen Obst- und Weingärten, die Höhen schmücken Landhäuser, von den Talkanten starren schwarze Basaltfelsen ins Tal herab, umsäumt von grünen Wäldern. Vom Elbspiegel steigen steil empor der burggekrönte Schreckenstein und der Fels des Marienberges.

Von Aussig abwärts ist das Elbtal eine der belebtesten Verkehrsstraßen Mitteleuropas; auf dem Strome selbst bewegt sich regster Schiffverkehr und zu beiden Seiten des Flusses führen Eisenbahnlinien. Diese Verkehrsstraße berührt bei Aussig das reiche Braunkohlenbecken. Zwei Eisenbahnlinien führen aus dem Kohlenbecken den Bergsegen über Aussig zum Elbstrome. So ist Aussig durch seine geographische Lage und die geologischen Verhältnisse seiner Umgebung zum Verkehrsknotenpunkte bestimmt. Aus diesen Gründen ist Aussig und seine Umgebung auch zu einem Industriezentrum geworden.

Im westlichsten Teil des Kartengebietes, nächst den Bahnstationen Türmitz und Schönfeld, wird das miozäne Braunkohlenflötz auf den Werken Elisabetschacht und Albertschacht abgebaut.

Das flache Gelände, die Hügel und die Plateaus der Höhen stehen allgemein unter dem Pfluge und sind der Landwirtschaft dienstbar, die Steilgehänge und Plateauflächen mit seichtgründiger Ackerkrume tragen Wälder.

Die tief (bis 130 *m* Seehöhe) eingerissene Talfurche der Elbe hat nicht nur die Eruptivmassen in ihrer Gänze durchschnitten, sondern auch noch die sedimentären Unterlagen bloßgelegt. Als älteste Sedimente sind im Kartengebiete oberturone Tonmergel im Elbtale aufgedeckt. Einzelne Eruptivmassen (der Leuzittephrit an der Ostseite des Kl. Brand bei 380 *m*, Basalttuff bei 320 *m* am Gerichtsberge, Leuzitbasanit bei 415 *m* am Südrande des Blattes) enthalten Einschlüsse von augitführendem Granit, welcher unter den Tonmergeln der oberen Kreideformation in unbekannter Tiefe

anstehen muß. Die oberturonen Tonmergel reichen in normaler Lagerung bis zu 180 *m* Meereshöhe. Durch den Lakkolithen des Marienberges bei Aussig und des Steinberges bei Ober-Sedlitz wurden sie aufgewölbt, so daß man sie am Marienberge trotz später erfolgten Abtrags des Gewölbes noch in 240 *m* Meereshöhe findet.

Über den oberturonen Tonmergeln lagern 100 *m* mächtige, oligozäne Süßwasserablagerungen in Form von hellgefärbten Sanden und Tonen, welche ursprünglich wohl das ganze Kartengebiet bedeckten. Sie stellen den im Gebiete vorhandenen Anteil des älteren, und zwar oligozänen Teplitzer Beckens dar.

Auf diesen Sedimenten breiteten sich die Eruptivmassen aus. Die Auflagerungsfläche der effusiven Eruptivgebilde findet sich heute in verschiedenen Höhenlagen. In der Umgebung des Workotsch liegt sie heute 280 *m* über dem Meeresniveau, nördlich von Aussig ist sie bis 240 *m* und an anderen Orten noch weit tiefer herabgesunken. Die Eruptivgebilde haben vielerorts die Sedimente durchbrochen oder emporgewölbt.

So ziemlich alle Eruptivkörper des Kartengebietes dürften im Verlaufe des Oligozäns entstanden sein. Schon während dieser Eruptionsperiode, besonders aber nach derselben traten Verschiebungen einzelner Gebietsteile entlang verschiedener Verwerfungslinien ein, von denen folgende hervorgehoben werden sollen:

1. Am Süd- und Südwestrande des Strisowitzer Berges verläuft ein System von Verwerfungsklüften in westnordwestlicher bis nordwestlicher Richtung. Die Klüfte lassen sich nördlich von St. Laurenz über Böhmisch-Neudörfel bis in die Nordwestecke des Kartengebietes verfolgen. Südwestlich vom Kluftsystem ist das Gebiet eingesunken.

2. Durch den Sernitzbach von Prödlitz bis Herbitz streicht eine NW. gerichtete Verwerfung parallel dem unter 1. genannten Kluftsysteme. Nördlich der Bruchlinie erscheint das Gebiet tiefer gesunken.

3. Das Pokauer Tal bezeichnet eine nordwestlich gerichtete, von Aussig bis nach Pokau reichende Verwerfung, entlang welcher der Westflügel abgesunken ist.

4. Westlich am Marienberg verläuft eine NNO. gerichtete Bruchlinie, an welcher der Westflügel eine Senkung erfuhr.

5. Eine Anzahl von Brüchen quert das Basaltplateau südlich von Aussig in der Richtung OW. Der nördlichste dieser Brüche be-

grenzt das Plateau der Ferdinandshöhe im Norden und schlägt nach kurzem ostwestlichen Verlauf entlang des Bielatales westlich von Aussig eine südwestliche Richtung ein bis über Türmitz, wo er einen von den Weißen Wänden aus dem Elbtal in ostwestlicher Richtung über Augiessel verlaufenden und weiter die Rabenay nördlich begrenzenden Bruch erreicht. Zwei weitere, gleichfalls OW. gerichtete Brüche verlaufen nördlich und südlich vom Gerichtsberge. Durch die angeführten Parallelbrüche zerfällt das Basaltplateau südlich von Aussig links der Elbe in vier Teile, welche staffelförmig von Süden gegen Norden abgesunken sind.

Die bedeutendste Senkung erfuhr der ganze Gebietsteil westlich von Aussig, welcher durch die Bruchlinie des Pokauer Tales im Osten, im Süden aber durch die Bruchlinien des Bielatales bis gegen Kosten und durch die nördlich der Rabenay verlaufende Bruchlinie begrenzt wird. Diese Einsenkung des Kartengebietes bildet den östlichsten Teil des großen, weit ausgedehnten miozänen Einbruchgebietes in Nordböhmen, des jüngeren Teplitzer Süßwasser-Beckens, in welchem sich zur Miozänzeit mächtige tonige und sandige Sedimente absetzten und ausgedehnte Braunkohlenbildung stattfand. Die miozänen Sedimente reichen vom Nordabhange der Rabenay bis zu den Südabfällen des langgestreckten Rückens des Strisowitzer Berges und östlich bis ins Stadtgebiet von Aussig.

Über allen genannten Gebilden, nach Art, Entstehung und Alter verschieden, lagern Flußanschwemmungen und äolische Bildungen der Diluvialzeit. Flußanschwemmungen findet man in vielerlei Höhenlagen. Ihre Deutung und vergleichende Altersbestimmung ist nicht ganz leicht. Im allgemeinen müssen die höchst gelegenen Flußablagerungen als die ältesten Diluvialgebilde angesehen werden. Bei fortschreitender kräftiger Talerosion und Denudation rücken die jüngeren Anschwemmungen in immer tiefere Niveaus.

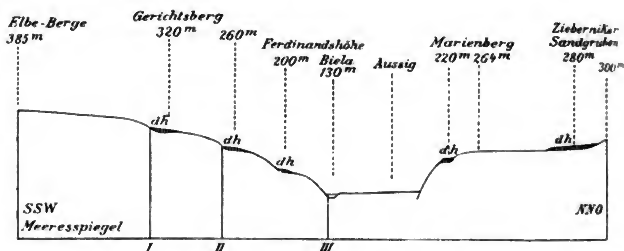
In ältester Diluvialzeit scheint von Westen her ein kräftiger Strom das Gebiet durchflossen zu haben, dessen Bett sich in 330 *m* und 300 *m* Meereshöhe, 170 *m* bis 200 *m* über dem Elbspiegel von heute befand. Durch Talerosion legte der Fluß seine Talsohle tiefer (siehe Fig. 1). Das Bett dieses Flusses setzt sich nach Osten zu fort ins Gebiet des Blattes Groß-Priesen.

In der Folgezeit schälte der Fluß den Phonolithlakkolith Marienberg-Steinberg bei Aussig, über den er floß, aus seiner Hülle heraus

und durchriß ihn zuletzt. Nun sinken die Flußanschwemmungen in ein viel tieferes Niveau, bis 120 *m* Meereshöhe. Mittlerweile war auch das Elbtal südlich von Aussig gebildet worden. Der unterhalb Aussig gelegene und von West nach Ost gerichtete Teil des Elbtales folgt heute noch der Richtung des altdiluvialen Stromes.

Mit der Talerosion des Hauptflusses hielten die von den Basaltplateaus herabfließenden Bäche nicht gleichen Schritt. Die Mehrzahl der Talsohlen der letzteren liegen in einem höheren Durchschnittsniveau als die Sohle des Elbtales und von den Basaltplateaus stürzen,

Fig. 1.



Querprofil des Bielatales bei Aussig. Die mit *dh* bezeichneten altdiluvialen Flußablagerungen geben die Ausdehnung und die Höhenlage des altdiluvialen Flusses in den einzelnen Phasen der altdiluvialen Erosion an. I, II und III Verwerfungen mit OW.-Streichen.
Maßstab der Längen: 1 : 25.000, der Höhen: 1 : 10.000.

wie schon oben erwähnt, die Bäche in klammartigen Schluchten oder in Wasserfällen zur Elbe herab.

Nach vorstehender Darlegung beteiligen sich am geologischen Aufbau des Kartengebietes folgende verschiedene Systeme:

I. Obere Kreideformation.

Oberturon. Marine Tonmergel der Stufe des Inoceramus Cuvieri.

II. Tertiärformation.

1. Unter- und mitteloligozäne Süßwasserablagerungen vorherrschend sandiger Natur.
2. Oberoligozän. Tuffit. Braunkohlenflötze. Diatomeenschiefer.

Eruptivgesteine: Phonolithe. Basalte und Basalttuffe. Sodalithsyenit. Tephrittuffe. Hauyn- und Sodalithtephrit. Nephelintephrit. Leuzittephrit.

Kamptonitische Ganggesteine.

3. Miozäne Süßwasserablagerungen. Braunkohlenletten. Braunkohlenflötze.

III. Diluvium.

Ältere, jüngere und jüngste Flußanschwemmungen. Alte Schuttkegel. Löß und Lehme der Hochflächen, Gehänge und Talmulden.

IV. Alluvium.

Flußschotter, Sand.

Bei der Aufnahme vorliegenden Kartenblattes fand Verf. von vielen Seiten tatkräftige Unterstützung. So wurde derjenige Teil der Karte, welcher das Stadtgebiet von Aussig darstellt, durch Herrn Stadtgeometer H. Fischer in Aussig zum größten Teile ganz neu gezeichnet. Die baulichen Anlagen der Stadt Aussig wurden von Herrn Oberingenieur K. Götze (Aussig) in die Karte eingetragen. Auch standen die bei Bohrungen und Bauten gesammelten Erfahrungen des Aussiger städt. Vermessungs- und Bauamtes dem Verf. zur Verfügung. Desgleichen erhielt Verf. durch viele andere Herren Mitteilungen über geologische Aufschlüsse und Ergebnisse von Bohrungen. Für alle diese Unterstützungen sei hier wärmstens gedankt. Auch der Gesellschaft für Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen sei hier gedankt für die namhaften Beiträge zu den Kosten der Aufnahme und der Drucklegung der Karte.

I. Obere Kreideformation.

Oberturon [tcm]. Von den Gebilden der oberen Kreideformation ist im Gebiete der Karte bloß das oberste Turon bekannt geworden. Dieses besteht aus marinen Tonmergeln von grauer Färbung. Außer Foraminiferen sind keine Petrefakten in ihnen gefunden worden. Eine Altersbestimmung der Tonmergel des Gebietes war nur durch den Vergleich mit Mergeln gleicher Art möglich, welche außerhalb des Kartengebietes im Elbtale petrefaktenführend unter gleichen Verhältnissen und nahezu im unmittelbaren Zusammenhange mit unseren Mergeln auftreten. Diese Mergel konnten auf Grund ihrer Petrefaktenführung der Stufe des Inoceramus Cuvieri zugeteilt werden. Das gleiche Alter kommt auch unseren Mergeln zu.

Obwohl diese Tonmergel im Bereiche des ganzen Kartengebietes vorhanden sind und als die ältesten bekannt gewordenen Sedimente die Unterlage für alle anderen geologischen Gebilde des Blattes Aussig bilden, so treten sie dennoch nur an folgenden wenigen, durchwegs im Elbtal gelegenen Orten zutage: 1. Östlich von Wannow an der Strecke der Österr. Nordwestbahn auf der rechten Elbseite. 2. Zu beiden Seiten des Basaltganges des Workotsch auf der linken Elbseite. 3. Nördlich vom Workotsch. 4. Am rechten Elbufer ostnordöstlich vom Workotsch. 5. Am Südende des Bahnhofes Schreckenstein der Österr. Nordwestbahn. 6. Auf der Ostseite des Steinberges und 7. auf der Nordseite des Marienberges. Endlich sind durch Bohrungen unsere Tonmergel erschlossen worden am Wege von Schreckenstein nach Ober-Sedlitz, westlich von Aussig bei der Fabrik der Firma Bornemann und ostnordöstlich von Prödlitz neben dem Wege nach St. Laurenz.

Die unter Nr. 1 bis 5 genannten Vorkommnisse stehen im normalen Verbande mit den übrigen Sedimenten. Sie lagern schwebend und gleichmäßig unter den oligozänen Sedimenten, erreichen am Workotsch mit ihrer Hangendoberfläche die Meereshöhe von 180 *m*, während sie am rechten Elbufer am Wege von Schreckenstein nach Ober-Sedlitz wenig über 160 *m* Seehöhe reichen. Durch den Lakkolithen des Marienberges und Steinberges sind die Tonmergel des Oberturon emporgewölbt worden, so daß sie am Marienberge trotz des Abtrages der obersten Decke, welche auf dem Lakkolithen ruhte, noch bei 240 *m* und am Steinberge in 190 *m* Seehöhe anzutreffen sind. Die oligozänen Sande finden sich am Westrande des Marienberges hingegen bei 160 *m*.

Im frischen Zustande sind die oberturonen Tonmergel hart und fest, von dunkelgrauer Färbung. An der Luft verwittern sie bald zu hellgrauen zähen Letten, welche auf geneigtem Lande Veranlassung zu Rutschungen geben.

Am Marienberge sind die Tonmergel im Kontakt mit dem Phonolith metamorphosiert. Darüber wird später im Anhang an die Phonolithe ausführlich gesprochen.

Durch mehrere Tiefbohrungen im Kartengebiete sind Kreidemergel in einer Mächtigkeit von mehr als 200 *m* durchbohrt worden, ohne daß deren Liegendes erreicht worden wäre. Aus den bei den

Bohrungen geführten Journalen ist leider nicht zu ermitteln, welche Beschaffenheit die durchsunkenen Mergel besaßen. Man vermag deshalb nicht anzugeben, ob die Gesamtheit der erschlossenen Mergel zur Stufe des J. Cuvieri gehört oder ob nicht die unteren Mergelhorizonte — was wahrscheinlich ist — bereits der Skaphitenstufe zuzuteilen sind.

II. Tertiärformation.

Über den marinen Tonmergeln des Oberturon lagern im Gebiete der Karte konkordant versteinerungsleere Sande und Tone, welche analog den gleichen Gebilden in den anstoßenden Teilen des böhmischen Mittelgebirges als unter- und mitteloligozäne Süßwasserbildungen aufgefaßt werden. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt rund 100 *m*.

Diese Sande und Tone werden überlagert von Tuffiten, Braunkohlenflötzen und Diatomeenschiefern, die wiederum von den Produkten energischer eruptiver Tätigkeit teils durchbrochen, teils bedeckt werden. Als solche sind insbesonders anzuführen Stöcke und Lakkolithe von Phonolith; Basalttuffe; deckenförmige Ströme, Gangstöcke und Gänge von Feldspat- und Nephelinbasalt, Leuzitbasanit; Tephrittuffe; Decken von Nephelin- und Leuzittephrit; Stöcke von Sodalithsyenit; Gänge kamptonitischer Gesteine. Die Eruptivkörper häufen sich übereinander an und erreichen eine Mächtigkeit von 340 *m* (im Südostwinkel des Gebietes). Die Zeit der Eruptionen fällt ins Oberoligozän.

Alle genannten oligozänen Bildungen sind nebst allen Unterlagen im westlichen Teile des Gebietes auf einer nach Osten zu sich verschmälernden Fläche abgebrochen und eingesunken. Im Senkungsfelde wurden in einem miozänen Süßwasserbecken Tone, Sande und mächtige Braunkohlenflötze abgelagert, welche im Innern des Beckens ihre größte Mächtigkeit erreichen und an den Beckenrändern auskeilen.

Die Tertiärgebilde des Kartengebietes gliedern sich demnach in folgender Weise:

Unter-Miozän.	Hangend-Tone. Braunkohlenflötz. Liegend-Tone.	Mächtigkeit unbekannt, bis 100 *m* aufgeschlossen.
Ober-Oligozän.	Kamptonitische Ganggesteine. Leuzittephrit. Nephelintephrit. Sodalith- und Hauyntephrit (Trachydolerit). Sodalithsyenit. Tephrittuff. Basalte (Feldspat-, Nephelin-, Magmabasalt, Leuzitbasanit). Basalttuff. Tuffit. Braunkohlenflötze. Diatomeenschiefer. Phonolithe.	Mächtigkeit bis 340 *m*.
Mittel- und Unter-Oligozän.	Sande, Tone.	Mächtigkeit durchschnittlich 100 *m*.

I. Unter- und Mittel-Oligozän [OS].

Hellgefärbte Sande und Tone bilden diese Abteilung, welche eine Mächtigkeit von 100 *m* erreicht.

Die Sande sind mittel- bis feinkörnige Quarzsande von weißer, gelber oder hell rötlichbrauner Farbe. Recht reichlich sind Blättchen lichten Glimmers eingestreut. Außerdem sind tonige Teile in wechselnden Mengen beigemengt. Die Sande gliedern sich in einzelne Lagen von 1—3 *m* Mächtigkeit, zwischen welche sich Schichten von grauen Tonen einschieben. Letztere besitzen stets nur eine geringe Mächtigkeit, 10 *cm*—30 *cm*. Ein Auftreten von Ton allein wurde im Gebiete nicht beobachtet. Weiters finden sich zwischen den Lagen licht gefärbten Sandes mitunter feste, zusammenhängende, eisenreiche Sandsteinlagen von geringer Mächtigkeit.

Oligozäne Sande treten zutage in der Dulce bei Aussig, nördlich und nordwestlich Schönpriesen bei 200—240 *m*, östlich vom Steinberg und bei Wolfschlinge, an der Straße nach Neudörfel und südlich von Ober-Sedlitz, östlich vom Bahnhofe Schreckenstein bis 280 *m*, an vielen Punkten östlich und südlich vom Dorfe Schreckenstein, südwestlich vom Preßberge bis 240 *m*, bei Sign. 236 *m* im Kontakt mit Basalt stark metamorph, dann im Südostwinkel des Kartenblattes, zu beiden Seiten des Workotschganges von 180 bis 280 *m* und von da auf der linken Seite des Elbtales nordwärts, staffelförmig abgesunken bis gegen die Ferdinandshöhe, wo die Sande an Basalten absetzen. Ferner treten oligozäne Sande auf bis 180 *m* an der Fahrstraße nach Hottowies südwestlich Aussig, in der Ofnerschen (früher Johnschen) Ziegelei östlich Türmitz bei 170 *m*, im Dorfe Augiessel bei 220 *m*, westlich Kosten am Ostabhange der Rabenay bis 225 *m* Seehöhe reichend und von Basalttuff überlagert und am Westabhange des Strisowitzer Berges südöstlich von Böhm. Neudörfel bei 190 *m*, hier stark disloziert. Nahe dem Westende des ausgedehnten Geländes, welches von den Baulichkeiten der Österr. Gesellschaft für chem. und metall. Produktion eingenommen wird, ist unter miozänem Ton oligozäner Sand in gestörter Lagerung erschlossen worden. Zu den Bildungen oligozänen Alters gehört wohl auch der gelbe Sand, welcher mit grauem Ton wechsellagernd bei 180 *m* im Einschnitt an der Straße von Aussig nach Neu-Lerchenfeld zutage tritt. Endlich ist noch oligozäner Sand bei der Mühle in Pokau, 218 *m*, westlich der Straße nach Schöbritz (Dorf außerhalb des Kartenblattes) bekannt geworden. Ob der „Schwimmsand" südlich Pokau zwischen Bach und Bezirksstraße, der durch Bohrungen östlich vom Wasserbehälter der Stadt Aussig erschlossen worden ist, als oligozän angesehen werden muß, ist nicht mit Sicherheit festzustellen. Man wird ihn mit größerer Wahrscheinlichkeit dem Oligozän als dem Miozän zuteilen können.

Nur an einer einzigen Stelle, bei 190 *m* am Westabhange des Strisowitzer Berges südöstlich von Böhm. Neudörfel wurden verkieselte Holzreste von Quercus in den Sanden der Oligozänstufe aufgefunden; andre Petrefakten haben die Sandvorkommnisse im Kartengebiete nirgends geliefert. Unsere Sande entsprechen aber unzweifelhaft dem gleichen Horizonte von Sanden und Sandsteinen, welche bei Schüttenitz und Skalitz die bekannte Oligozänflora einschließen.

Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse. Unsere Oligozänstufe erreicht an keiner Stelle des Kartengebietes eine größere Mächtigkeit als 100 bis 110 *m*. Das läßt sich feststellen in der Umgebung des Workotsch am linken Elbufer und südlich des Preßberges auf der rechten Seite der Elbe, weil an beiden Orten das ganze System der Sande vom Liegenden bis zum Hangenden aufgeschlossen ist.

Die Hangendoberfläche der Sande reicht in der Umgebung des Workotsch und südlich Ober-Sedlitz bis 280 *m* Meereshöhe. Diese Niveaufläche bildete die Auflagerungsfläche für die Eruptivprodukte. Da aber das Oligozänsystem durch die auf pag. 308 angeführten Bruchlinien in einzelne Schollen zerstückelt ist, welche zum Teil eingesunken sind, so findet man die Hangendoberfläche unserer Sande nicht mehr überall im Niveau von 280 *m*, sondern entsprechend der Senkung tiefer, so südlich am Preßberg bei 250 *m*, nordwestlich Schönpriesen bei 240 *m*, am Ostabhange der Rabenay bei 225 *m*. An diesen genannten Orten lagern die Sande wie am Workotsch schwebend. Eine andere Störung als Vertikalverschiebung wurde ihnen nicht zuteil. Auch an der linken Seite des Elbtales nördlich vom Workotsch bis gegen die Ferdinandshöhe lagern die Sande des Oligozän schwebend, obgleich sie auch hier von Süd gegen Nord entlang dreier Verwerfungsklüfte immer tiefer abgesunken sind: durch die südlichste Verwerfung bei den Weißen Wänden um 40 *m*, durch die Verwerfung südlich des Gerichtsberges um weitere 20 *m* und entlang der nördlichsten Verwerfung nördlich am Gerichtsberg um mindestens 100 *m*, zusammen also um 160 *m*.

Am Westfuße des Marienberges, in der Dulce, weisen unsere Sande hingegen stärker gestörte Lagerungsverhältnisse auf, sie streichen allda NS. bei einem Verflächen nach Ost mit 30°. Ebenso streichen sie westlich des Strisowitzer Berges nördlich von St. Laurenz bei 180 *m* NS. bis NW. bei östlichem bis nordöstlichem Verflächen von 10° bis 60°. Siehe Fig. 2.

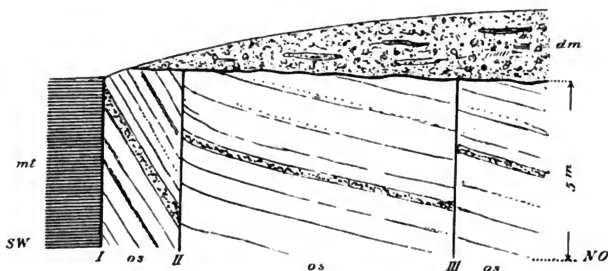
2. Ober-Oligozän.

In die Zeit des Ober-Oligozän fällt die Periode der gewaltigen Eruptionen, deren Produkte einen großen Teil des Kartengebietes bedecken. Außer festen Eruptivkörpern in Form von Stöcken, Lakkolithen, Strömen, Decken, Gangstöcken und Gängen lieferten die vulkanischen Ausbrüche auch lose Auswurfsmassen, die zu verschieden

gestalteten Tuffen erhärtet sind. An die Tuffe schließen sich die Tuffite an, welche aus einem Gemenge von losen vulkanischen Auswurfsmassen und Quarzsand bestehen.

Während der Zeit der Eruptionen fand an einigen Orten des Kartengebietes die Bildung schwacher Braunkohlenflötze und schmaler Lager von Diatomeenschiefer statt. Flötze von Braunkohlen und Diatomeenschieferlager sind zwischen die Eruptivgebilde eingeschaltet.

Fig. 2.



Gestörte Lagerungsverhältnisse des oligozänen Sandes *(os)* in der Sandgrube zwischen St. Laurenz und B.-Neudörfel. Diskordanz zwischen den oligozänen Sanden und den miozänen Tonen *(mt)*. *I*, *II* und *III* Verwerfungsklüfte. Das Ganze überlagert von Mittelterrassen-Schotter *(dm)*.

Deshalb können wir im Kartengebiete folgende Gebilde des Ober-Oligozän unterscheiden: *a)* Tuffite. *b)* Braunkohlenflötze. *c)* Diatomeenschiefer. *d)* Eruptivgesteine und deren Tuffe.

Die Gesamtmächtigkeit des Ober-Oligozän beträgt im Kartengebiete im Maximum 340 *m*.

a) Tuffit [OTt].

Intensiv braunrot, seltener gelbbraun oder graugrün gefärbte, mürbe Gesteine, im trockenen Zustande hart, naß hingegen zerreiblich, selbst schmierig werdend. Sie bestehen aus Quarzkörnern in wechselnder Menge, welche in einer dicht erscheinenden Grundmasse eingebettet liegen. In der Grundmasse erkennt man bisweilen Splitter von Augit- und Hornblendekrystallen, Basaltbröckchen, Anhäufungen von Kaolinblättchen und verschiedene Karbonate. Häufig jedoch

besteht die Grundmasse bloß aus einer strukturlosen, isotropen, rotgelben Substanz. Diese wird durch anhaltendes Kochen mit HCl vollständig entfärbt und bei Anwendung konzentrierter Säure zum größten Teil gelöst. Sie besteht vorzugsweise aus Eisen- und Aluminiumhydroxyden. Letztere sind in der Form des Beauxit ($Al_2O_5H_4$) vorhanden.

Unsere Tuffite sind sonach keineswegs einheitlich zusammengesetzt und können recht verschieden aufgebaut sein.

Von einem Tuffite, welcher am Nordabhange des Strisowitzer Berges zwischen 260 und 270 *m* auftritt, wurde nachfolgende vollständige chemische Analyse ausgeführt. Dieser Tuffit gehört zu denen, welche nur aus Quarzkörnern und einer strukturlosen, isotropen Grundmasse bestehen. Die in HCl löslichen, beziehungsweise unlöslichen Gesteinsanteile wurden gesondert untersucht.

Chemische Zusammensetzung des Tuffits südlich Schöbritz am Nordabhange des Strisowitzer Berges zwischen 260 und 270 *m*. Analyse ausgeführt von F. Hanusch.

54·54% in konzentrierter HCl unlöslich	SiO_2	40·80	
	Al_2O_3	11·45	
	Fe_2O_3	0·87	
	CaO	0·11	
	K_2O	0·62	
	Na_2O	0·46	
	Verlust	0·23	
46·24% in konzentrierter HCl löslich	Al_2O_3	12·53	
	Fe_2O_3	17·48	
	FeO	0·72	
	MnO	0·26	
	CaO	0·50	
	MgO	0·40	
	K_2O	0·36	
	Na_2O	0·28	
	P_2O_5	0·26	
	CO_2	0·12	
	H_2O	13·33	hiervon entweicht unter 100° C: 4·32%, über 100° C: 9·01%
	Summe	100·78	

Analysenbelege.

CO_2 in 5 *g* Substanz, Zunahme des Kaliapparates = 0·0060 *g* CO_2 = 0·12%
Glühverlust in 1 *g* Substanz . . . . = 0·1345 *g*
Gesamtwasser . . . . = 0·1345 — 0·0012 *g* Total H_2O = 13·33%
Hygrosk. H_2O in 0·8539 *g* Subst., Verlust = 0·0369 *g* = 4·32% Hygr. „ = 4·32%
festergebundenes Wasser = 13·33 — 4·32% geb. „ = 9·01%

5 *g* Substanz zum Aufschluß mit HCl verwendet; erhalten Rückstand und Lösung, welche auf 500 cm^3 gebracht wurde.

Analyse des unlöslichen Rückstandes:

gewogen unlöslicher Rückstand = 2·7270 *g* . . . . = 54·54%
hiervon wurden verwendet:

0·5 *g* zum Aufschluß mit $KHCO_3$ — für SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO
0·5 „ „ „ „ HF — „ Alkalien
0·5 „ „ „ „ HF — „ Eisen allein

gewogen: SiO_2 = 0·3795 *g*, hiervon ab HF-Rückstand = 0·0055 = 0·3740 *g*
„ $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ = 0·1130 *g*; in 0·5 *g* Fe_2 titriert, verbraucht = 1·2 cm^3 Permanganatlösung.

Titerstellung.

1·4 *g* Eisendoppelsalz brauchen 21·1 cm^3 Permanganat. 1 cm^3 Permanganat demnach = 0·009478 *g* Fe.

1·2 cm^3 Permanganat = 0·01137 *g* Fe_2 = 0·00796 *g* Fe_2O_3
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ = 0·1130 *g*
Fe_2O_3 = 0·0080 „
Al_2O_3 = 0·1050 *g*

gewogen: CaO = 0·0010 *g*
„ KCl + NaCl = 0·0170 *g*
„ Platin = 0·0120 *g*
demnach KCl = 0·012 × 0·7566 = 0·00908 *g*
„ NaCl = 0·0170 — 0·00908 = 0·0079 *g*
„ K_2O = 0·012 × 0·4768 = 0·00572 *g*
„ Na_2O = 0·0079 × 0·531 = 0·00419 *g*

auf den Gesamtrückstand = 0·5454 in 1 *g* Substanz umgerechnet ergibt sich:

SiO_2	= 0·4080 *g*	= 40·80%
Fe_2O_3	= 0·0087 „	= 0·87%
Al_2O_3	= 0·1145 „	= 11·45%
CaO	= 0·00109 „	= 0·11%
K_2O	= 0·0062 „	= 0·62%
Na_2O	= 0·00457 „	= 0·46%
		54·31% Verlust: 0·23%.

Analyse der Lösung.

100 cm^3 = 1 *g* Substanz für Metalle ohne Alkalien
200 „ = 2 „ „ „ Alkalien und Phosphorsäure
100 „ = 1 „ „ „ Gesamteisentitration

gewogen: $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$ = 0·3107 *g*

zur Titrierung in 1 *g* verbraucht Permanganat = 13·5 cm^3 =
= 0·12795 *g* Fe_2 . . . . = 0·18279 *g* Fe_2O_3
gewogen: $Mg_2P_2O_7$ = 0·0082 *g* = P_2O_5 = 0·0082 × 0·638 =
= 0·00523 *g* . . . . = 0·26% P_2O_5
demnach: Al_2O_3 = 0·3107 — (0·1828 + 0·0026) = 0·1253 *g* . . = 12·53% Al_2O_3
in 1 *g* ursprünglicher Substanz mit HF + H_2SO_4 aufgeschlossen: FeO — titriert, verbraucht: 1·2 cm^3 Permanganat = 0·01137 *g* Fe_2 = 0·00796 *g* Fe_2O_3 = 0·00716 *g* FeO . . . . demnach . FeO = 0·72%
Fe_2O_3 = 0·18279 — 0·00796 = 0·1748 *g* . . . . „ . Fe_2O_3 = 17·48%
gewogen: Mn_3O_4 = 0·0028 *g*, daher MnO = 0·0026 *g* . . . . = MnO = 0·26%
„ CaO = 0·0050 „ . . . . = CaO = 0·50%
„ $Mg_2P_2O_7$ = 0·0110 „ daher MgO = 0·00398 *g* . . . = MgO = 0·40%
„ KCl + NaCl = 0·0220 *g*
„ Pt . . . = 0·0150 *g*
KCl = 0·7566 × 0·015 = 0·01135 *g*
daher NaCl = 0·0220 — 0·0113 = 0·0107 *g*
K_2O = 0·015 × 0·4768 = 0·00715 *g* . . . K_2O = 0·36%
Na_2O = 0·0107 × 0·531 = 0·00568 *g* . . Na_2O = 0·28%
Titansäure — nicht vorhanden.
Schwefelsäure — „ „

Der in Salzsäure lösliche Gesteinsanteil enthält gar keine Kieselsäure, wohl aber wesentliche Mengen von Eisenoxyd und Tonerde. Berechnet man die hauptsächlichsten Bestandteile der salzsauren Lösung mit Ausschaltung der Alkalien und der übrigen in geringer Menge vorhandenen Stoffe auf 100, so erhält man

		Prozente
Fe_2O_3	18·5	46·25
Al_2O_3	12·5	31·25
H_2O	9	22·5
		100

Aus den Mengen Fe_2O_3 46·25%, Al_2O_3 31·25% und H_2O 22·5% ergibt sich annähernd die Zusammensetzung des löslichen Anteiles zu $Fe_2Al_2O_{10}H_8$. Diese Zusammensetzung entspricht einem eisenhaltigen Beauxit oder einer isomorphen Mischung von Beauxit und Xanthosiderit.

Der Gesteinsanteil, welcher in Salzsäure sich nicht löst, besteht der Hauptsache nach aus Quarz und eisenhaltigem Ton. Außerdem enthält er geringe Mengen von Augit, Hornblende und von Feldspaten.

Der Mineralbestand des untersuchten Tuffits dürfte annähernd folgender sein: Quarz 27%, Ton und verwandte Aluminiumsilikate

28·5%, Beauxit und Xanthosiderit 40%, Apatit und Karbonate 1·7%, Augit, Hornblende und Feldspate 2·8%.

Tuffite finden sich am Nordabhange des Strisowitzer Berges südlich von Schöbritz; in dem Tälchen nordwestlich vom Dorfe Strisowitz bei 230—240 *m*; östlich von B.-Neudörfel; südlich von Augiessel im Tale gegen Elbogen, bei 310 *m* ein Abrutschen des linken Talgehänges verursachend; entlang der Strecke der Österr. Nordwestbahn westlich Wolfschlinge, allda gleichfalls Rutschungen veranlassend; südl. Seesitz bei 310 *m* am rechten Bachufer im Hangenden der schwachen Braunkohlenflötze, welche hier auftreten; zwischen den verschiedenen Basaltströmen der Ferdinandshöhe bei Aussig und an andren Orten.

Die Tuffite erreichen nirgends eine bedeutendere Mächtigkeit, in der Regel sind sie nur 20—30 *m* mächtig. Sie schließen sich innig den mittel-oligozänen Sanden an, überlagern dieselben konkordant und gehen bisweilen durch reichlicheres Auftreten von Quarzkörnern geradezu in dieselben über. Im Hangenden der Tuffite stellen sich regelmäßig echte Tuffe ein. Auch in diese finden Übergänge statt durch Zurücktreten des Quarzes und Vorherrschen des Eruptivmaterials.

Alle Tuffite liefern einen rotbraunen, schweren, zähen, lettigen Boden. Tuffite sind für Wasser undurchlässig und veranlassen in geneigtem Terrain Erdrutschungen, sobald Wasser irgendwie zusitzt.

Die Tuffite aus der Ferdinandshöhe bei Aussig, über welche auf pag. 322 noch berichtet wird, besitzen die gleiche graugrüne Färbung und den gleichen Aufbau wie die Tuffite der Saleseler Kohlengruben, welche in den Erläuterungen zu Blatt Groß-Priesen (Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., Bd. XXI, pag. 480) näher beschrieben worden sind.

b) Braunkohlenflötze.

An dieser Stelle werden nur die wenig mächtigen ober-oligozänen Braunkohlenflötze besprochen, während das große miozäne Braunkohlenflötz auf pag. 355 erörtert werden soll.

Dem Ober-Oligozän gehören nur die schwachen Flötze an, welche südlich von Seesitz im Bachgraben bei 310 *m* in Verbindung mit Basalttuff und Tuffit auftreten, das Flötz im „Kohlenbruch" nördlich Aussig, das schon vor geraumer Zeit abgebaut worden ist

und das Flötzchen der Ferdinandshöhe bei Aussig. Zur Zeit der Aufnahmen des Kartengebietes (1900/1901) waren die erstgenannten Flötze im Bachgraben zwischen Leinisch und Seesitz durch einen Versuchsstollen zugänglich. Der Stollen war am rechten Talgehänge bei 310 *m* etwa 40 *m* weit im Basalttuff vorgetrieben. An der Tallehne biß das 1 *m* mächtige Kohlenflötz aus, im Stollen war jedoch zu sehen, wie sich das am Mundloch einheitliche Flötz auflöst in mehrere Flötzchen, die nur 10—20 *cm* Mächtigkeit besitzen. Die Kohle dieser Flötze ist Lignit von dunkel schwarzbrauner Färbung und blättrig-schiefriger Struktur.

Am Nordabhang der Ferdinandshöhe trat entlang der Verbindungsstrecke der Österr. Nordwestbahn Ende September 1899 bis Mai 1900 eine größere Abrutschung ein. Durch die Arbeiten, welche zur Behebung der Rutschung eingeleitet wurden, erhielt man Kunde, daß bei 147 *m* Meereshöhe im Innern des Plateaus der Ferdinandshöhe zwischen Basaltströmen ein System von Tuffitlagen, Letten- und Diatomeenschiefern mit Brandschiefern, welche in Braunkohle übergehen, vorhanden ist. Die Mächtigkeit des gesamten Systems von Letten, Tuffit und Schiefern schwankt zwischen 0·6 *m* und 3 *m*, der Brandschiefer besitzt eine Mächtigkeit von 0·2—0·6 *m*. Das ganze System ist arg verdrückt, die Lagerung seiner einzelnen Teile deshalb höchst unregelmäßig. Mit dem Brandschiefer stehen schwache Lagen schlechter Braunkohle in Verbindung, welche aus ihm durch Anreicherung der bituminösen Substanzen hervorgehen. Wie der Brandschiefer überhaupt, so tritt auch Braunkohle hier höchst unregelmäßig auf. Näheres über diese Vorkommen ist aus Fig. 327 auf pag. 372 zu ersehen.

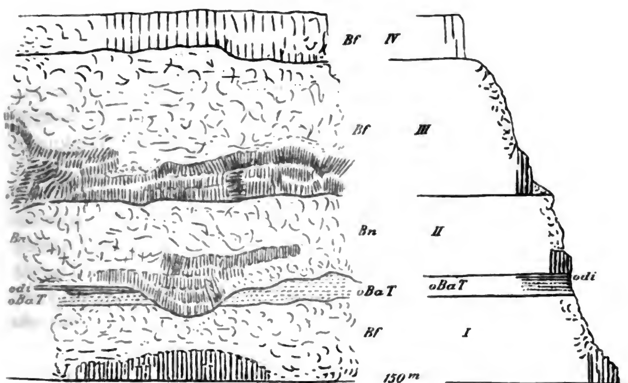
c) Diatomeenschiefer [odi].

Diatomeenschiefer sind an folgenden Orten des Gebietes aufgefunden worden: 1. Bei der Rutschung an der Nordseite der Ferdinandshöhe entlang der Verbindungsstrecke der Österr. Nordwestbahn bei 147 *m*. 2. An der Felswand hinter den Lagerhäusern der Firma Rößner & Schöppe auf der Ostseite der Ferdinandshöhe bei 155 *m* (siehe Fig. 3). 3. An drei Stellen in der Umgebung von Leinisch, u. zw. *a)* südlich Leinisch in der Flur „Weinberge“ bei 290 *m* an der Lehne, die gegen das Elbtal steil abfällt, *b)* bei der Mühle am Bache nördlich von Leinisch und *c)* südöstlich von Leinisch am linken

Talgehänge der „Hölle“ genannten Schlucht gleichfalls bei 290 *m*. 4. Am Südabhange der Rabenay nahe dem Südrande des Kartenblattes bei 240 *m*. 5. Bei 195 *m* auf der linken Seite des Pokauer Tales gegenüber der „Kleischer Dampf-Walzenmühle des B. Kraus“.

Die Diatomeenschiefer der unter 1 und 2 genannten Fundorte gehören offenbar dem gleichen Lager an. An beiden Orten sind sie dünngeschichtet und grau bis weiß gefärbt. Durch Aufnahme organi-

Fig. 3.



Ansicht (links) und Aufriß (rechts) der Felswand im Elbtale südlich Aussig hinter dem Lagerhause von Rößner & Schöppe am Ostabhange der Ferdinandshöhe. Überlagerung von vier Basaltströmen, die an ihrer Basis säulenförmig abgesondert, im übrigen Teile ihres Körpers schlackig-porös entwickelt sind. *Bf* Feldspat-, *Bn* Nephelin-Basalt; *oBaT* Basalttuff; *odi* Diatomeenschiefer. Maßstab 1 : 500.

scher Stoffe gehen sie in braune Brandschiefer über. Von Leinisch sind Diatomeenschiefer schon seit 1866 durch A. Purgold bekannt geworden. D. Stur bestimmte aus diesen Schiefern Pflanzenreste (Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1866, pag. 138). Alle drei in der Umgebung von Leinisch vorhandenen Lager von Diatomeenschiefer gehören einem Horizonte an, da sie in ziemlich gleicher Höhenlage von 290 *m* auftreten. Die Schiefer bilden etwa 0·5 *m* mächtige Lager, welche in der Flur „Weinberge“ und am

linken Talgehänge der „Hölle“ im Hangenden und Liegenden von Feldspatbasaltdecken begrenzt werden. In allen Fällen ist das Gestein dünnschiefrig, weich, weiß gefärbt, an der Luft aufblätternd. Recht häufig stellen sich härtere, von Opal durchtränkte Lagen ein. Das Lager in der Flur „Weinberge“ besteht sogar in seinem unteren Drittel ganz aus hartem, opalisiertem Diatomeenschiefer von weißer oder brauner Farbe.

Anläßlich der Feldarbeiten für dieses Kartengebiet wurden noch einige Pflanzenreste in den Leinischer Schiefern aufgefunden. Nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. J. Deichmüller liegt auch im Dresdener kgl. miner.-geol. Museum ein Pflanzenrest vom gleichen Fundorte, so daß aus den Leinischer Diatomeenschiefern folgende organische Reste bekannt sind: Acer angustilobum Heer, Acer trilobatum Al. Br., Carpinus grandis Ung., Libocedrus salicornioides Endl., Planera Ungeri Ett., Sapindus cassioides Ett., Sapindus Haszlinszkyi Ett., Flügeldecke eines Käfers und eine Wanze.

Recht mächtig scheint das Lager von Diatomeenschiefer am Südabhange der Rabenay zu sein. Es ist Basalttuffen eingeschaltet und oberflächlich samt den Tuffen mannigfach verrutscht, so daß Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse nicht klar zu erkennen sind. Das Gestein des Lagers erscheint hell gelblich bis weiß gefärbt, weich und feinerdig. In Verbindung mit diesen Diatomeenschiefern finden sich Opale und recht ausgedehnte Lagen von Limonit, welche reich sind an pflanzlichen Versteinerungen. Herr F. Cornu hat eine große Anzahl von solchen Pflanzenresten aufgesammelt. Unter diesen treten nach den Bestimmungen des Herrn Dr. P. Menzel häufig Quercus Lonchitis Ung., seltener Castanea Kubinyi Kóv. auf. Von Carya costata Stbg. fand sich eine Frucht vor.

Das Gestein des Lagers im Pokauer Tale ist infolge Opalisierung ziemlich hart, dünnschiefrig, von hellgrauer bis bräunlicher Farbe.

d) Tertiäre Eruptivgesteine und deren Tuffe.

Vom Kartengebiete sind zwei Drittel mit Eruptivgesteinen und Tuffen bedeckt. Trotz dieser großen Verbreitung zeigen die Eruptivgesteine eine geringere Mannigfaltigkeit als in den östlich angrenzenden Gebieten von Groß-Priesen und Rongstock. Aus der Umgebung von Aussig sind nur Phonolithe, Basalte und Basalttuffe,

Nephelindolerit, Sodalithsyenit, Tephrittuffe, Sodalith- und Hauyntephrit, Leuzit- und Nephelintephrit und kamptonitische Ganggesteine (3 Gänge) bekannt geworden.

Bezüglich der Altersfolge der genannten Eruptivgesteine ließ sich feststellen, daß die Eruptionen der Tephrite wie in allen bisher bekannten Mittelgebirgsteilen so auch in unserem Gebiete nach den basaltischen Eruptionen stattfanden. Ein gleiches Alter wie den Tephriten kommt auch den kamptonitischen Ganggesteinen zu. Die Altersbeziehungen der drei Phonolithkörper des Gebietes zu den übrigen Eruptivgebilden konnten nicht mit gleicher Sicherheit ermittelt werden. Möglicherweise gehören unsere Phonolithe zu den ältesten Eruptivkörpern des Gebietes.

Die beiden Phonolithkörper des Marienberges und des Steinberges sind offenbar Teile eines einzigen großen Lakkolithen, welcher über seiner Ausbruchsstelle ruht. Auch für den Phonolith des Schreckensteins, welcher als kleiner Stock aufzufassen ist, ist die Ausbruchsstelle klar. Für die vielen und mannigfaltigen Basaltkörper jedoch sind die Orte der Eruptionen nicht immer erkennbar. Wohl mögen die zahlreichen kleinen Basaltvorkommen im Elbtale südlich Aussig, besonders in der näheren und weiteren Umgebung des Dorfes Schreckenstein, als Schlotausfüllungen von Gestalt kleiner Stöckchen aufzufassen sein. Ihre Ausbruchsstellen wären dann ohneweiters gegeben. Auch für die Schlotausfüllung westlich bei Kosten und für die Basaltgänge des Preßberges und des Workotsch sowie für den basaltischen Gangstock des Schanzberges nördlich Schreckenstein gilt das Gleiche. Die Herkunft der großen deckenförmigen Basaltkörper nördlich und südlich von Aussig läßt sich nicht sicher bestimmen. Da diese Körper entlang der Flanken des Elbtales südlich Aussig nicht auf weitere Strecken in gleicher Weise entwickelt sind, sondern nach kurzem Verlaufe von Tuffmassen oder anderen Basaltdecken abgelöst werden, ist auf eine Herkunft aus größerer Entfernung nicht zu schließen. Und es ist nicht ausgeschlossen, daß ein großer Krater mit dem Zentrum in der Umgebung des Dorfes Schreckenstein als Ursprungsort für diese Basaltkörper anzusehen wäre.

Noch weniger Anhaltspunkte lassen sich für die Ausbruchsstellen der Tephritkörper nördlich Aussig auffinden, wenn man nicht annehmen will, der ganze Strisowitzer Berg stehe als Ausfüllungs-

masse auf einer Gangspalte, aus welcher die tephritischen Massen, Decken und Tuffe hervorbrachen.

Die Gänge von Leuzittephrit an der Hohen Wostray und die drei kamptonitischen Gänge (am Uhustein und westlich Neudörfel) füllen Gangspalten aus, welche die gleiche Richtung (ONO.) besitzen wie die von Basalten erfüllten Gangspalten des Workotsch und zum Teil auch des Preßberges.

Der Stock von Sodalithsyenit bei Ziebernik erfüllt seinen Ausbruchsschlot.

Alle Gesteine der Eruptivkörper weisen eine normale Ausbildung auf, welche bei der Beschreibung der einzelnen Gesteinsfamilien noch näher ausgeführt werden soll. Nur der Körper von Nephelin-führendem Feldspatbasalt westlich Kosten und der Basaltkörper am rechten Elbufer nächst der Wannover Überfuhr sind als Eruptivbreccien entwickelt.

Phonolith [Ph].

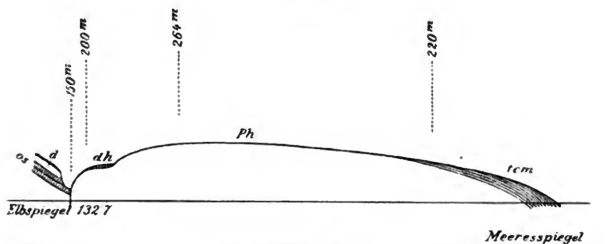
Dieses Gestein bildet den Burgfelsen Schreckenstein, den Marien- und den Steinberg bei Aussig. Der höchst malerische, burggekrönte Schreckenstein steigt vom Elbspiegel lotrecht auf und bildet eine einheitliche stockförmige Felsmasse, welche in kurze Säulen oder Platten mit wechselnder Anordnung abgesondert ist. Er besteht aus trachytischem Phonolith. Das Gestein ist hellgrau; einzelne kleine Ausscheidlinge von Sanidin und einem Kalknatronfeldspat (Andesinoligoklas) sowie von Augit liegen porphyrisch eingebettet in einer dicht erscheinenden, holokristallinen Grundmasse aus Feldspatleisten (vorherrschend Sanidin), zahlreichen feinen Diopsidsäulchen und Magnetitkörnchen. Sodalithkryställchen spicken allenthalben die Feldspäte. Nephelin tritt nur in ganz geringen Mengen auf. Die porphyrischen Feldspatausscheidlinge werden häufig von Analcimadern durchsetzt.

Vom Schreckenstein-Phonolith weicht das phonolithische Gestein des Marien- und Steinberges nach Form und Gesteinsausbildung wesentlich ab. Diese beiden, jetzt durch die Elbe getrennten Gesteinskörper sind wohl nur Teile eines einzigen Lakkolithen, welche ursprünglich zusammenhingen. Erst während der Diluvialzeit wurde durch die Erosion des Elbflusses der bis dahin einheitliche Lakkolith in zwei Teile zersägt, nachdem während geraumer Zeit die Wässer des alten Stromes über den Scheitel des Lakkolithen ge-

flossen waren. Im Norden sind beide Lakkolithenteile noch gegenwärtig von ihrer Sedimentdecke, aus aufgewölbten oberturonen Tonmergeln bestehend, umhüllt, im Süden und am Scheitel ist die Decke abgetragen. Auch sonst macht sich ein unsymmetrischer Bau, besonders am Marienberg bemerkbar. Im Westen wird nämlich der Marienberg-Phonolith nicht wie am Nordrande von oberturonen Tonmergeln, sondern von oligozänen Sanden begrenzt, welche bei nordsüdlichem Streichen mit 30° östlich zum Lakkolithen einfallen. Siehe Fig. 4.

Im Phonolithkörper des Steinberges am rechten Elbufer treten zwei aufeinander senkrecht stehende Kluftsysteme auf, das eine ver-

Fig. 4



Querschnitt durch den unsymmetrischen Phonolith-Lakkolithen des Marienberges bei Aussig von SW. nach NO. Maßstab: 1 : 10.000. *Ph* Phonolith, *tcm* Rest der Hülle von aufgewölbtem Tonmergel: *os* oligozäner Sand, *d* Löß, *dh* Hochterrasse.

läuft parallel der Oberfläche, das andere in radialer Richtung senkrecht zum ersten. Dadurch ergibt sich ein schalig-plattiger Aufbau des ganzen Gesteinskörpers. Am Marienberg hingegen ist der Phonolith säulig abgesondert. Die unregelmäßig 4- bis 7seitigen Säulen erreichen einen Durchmesser von 0·5 *m*. Sie sind so angeordnet, daß die Längsachse der Säulen stets senkrecht auf der Oberfläche des Phonolithkörpers steht. Die schönen Säulen und die Regelmäßigkeit ihrer Anordnung bieten beim Betreten der südlichen Steinbrüche des Marienberges ein großartiges Bild.

Das Gestein dieses Lakkolithen weicht von allen bis jetzt bekannten Phonolithen des böhmischen Mittelgebirges durch seine mi-

neralische Zusammensetzung ab: es ist ein Natrolithphonolith. Unter seinen Gemengteilen spielt Natrolith eine wesentliche Rolle. Im übrigen ist das Gestein porphyrisch entwickelt, in dichter, grünlichgrauer bis aschgrauer Grundmasse liegen einzelne Ausscheidlinge von Feldspaten (Sanidin und Labrador-Andesin) und Augit eingebettet. Die holokrystalline Grundmasse besteht aus wenig Magnetitkörnern, grünem Augit, zahlreichen Leisten von Alkalifeldspat, einzelnen Sodalithkrystallen und aus Natrolith, welcher alle Lücken und Zwickel zwischen den übrigen Gemengteilen erfüllt. Die xenomorph begrenzten Natrolithfelder bestehen entweder aus einem einheitlichen Krystall oder aus einem Aggregat mehrerer Körner, die sich unregelmäßig begrenzen. Selten bildet er radialstrahlige Faseraggregate, in der Regel nur an Stelle zersetzter Sodalithkrystalle. Der Natrolith hebt sich durch seine geringe Lichtbrechung (1·48) und seine lebhafteren Polarisationsfarben vom Alkalifeldspat scharf ab. Im gewöhnlichen Licht erscheint er wie der frische Sodalith etwas trüber als die Feldspate. Ab und zu bemerkt man Analcim, einen größeren Hohlraum xenomorph ausfüllend. Nephelin scheint dem Gestein zu fehlen.

Der Natrolith bildet 20—30% des ganzen Gesteins. Der in Salzsäure lösliche Teil des Gesteins (s. pag. 330) besteht vorzugsweise aus Natrolith. Er ist ein primärer Gemengteil unseres Phonoliths. Sein Auftreten im Mineralverbande des Gesteins und seine Frische lassen ihn nicht als sekundäres Mineral erscheinen. Er ist als letzter Bestandteil ausgeschieden worden. Das phonolithische Magma des Marienberges mag besonders reich an verschiedenen Dämpfen gewesen sein, welche bei der Erstarrung des Lakkolithen unter einer gut abschließenden Mergelhülle aus dem Gestein nicht entweichen konnten. Aus diesem Grunde schied sich nicht der wasserfreie Nephelin, sondern ein verwandtes, aber wasserführendes Natrium-Aluminiumsilikat, der Natrolith, im Gestein aus.

Der große Reichtum an Dämpfen von Wasser und anderen Stoffen war auch die Ursache für die Bildung der zahlreichen, mit Zeolithen ausgekleideten Blasenräume, welche unseren Phonolith auszeichnen. Die Blasenräume besitzen verschiedene Ausdehnung, ihr Durchmesser reicht von Bruchteilen eines Millimeters bis zur Größe eines Viertelmeters. Man kann eine gewisse Regelmäßigkeit in der Anordnung der Blasenräume parallel der Oberfläche des Lakkolithen erkennen.

Die Blasenräume sind mit den prächtigsten Drusen von Zeolithen und mit Calcit ausgekleidet. Die Bildung dieser Minerale geschah während der letzten Phase der Erstarrung des Phonoliths. Am häufigsten findet sich Natrolith, minder häufig Apophyllit und Thomsonit, am seltensten tritt Analzim auf. Dabei bemerkt man, daß im zentralen Teile des Marienberg-Phonoliths, welcher durch die südlich gelegenen Steinbrüche gut erschlossen ist, Natrolith und Apophyllit die Blasenräume auskleiden, dagegen im nördlichen Teile des Lakkolithen (Steinbrüche im höheren Niveau an der Straße nach Ziebernik) vorzugsweise Thomsonit auftritt. Die Ursachen für das Auftreten des Ca-führenden Orthosilikates (des Thomsonits) am Nordrande des Lakkolithen und des Ca-freien Metasilikates (des Natroliths) im Innern des Phonolithkörpers liegen nicht klar zutage. An eine Einflußnahme des Ca-Gehaltes der Hüllen von Tonmergel, unter denen der Lakkolith erstarrte, auf den randlichen Teil des Phonolithmagmas ist nicht gut zu denken, weil auch im Innern des Lakkolithen neben Natrolith der Ca-führende Apophyllit vorhanden ist. Möglicherweise waren ungleiche Druck- und Temperaturverhältnisse für die Ausbildung der verschiedenen Zeolithe an den genannten Orten maßgebend. Unter geringerem Drucke bei niederer Temperatur bildete sich in den randlichen und oberen Teilen des Lakkolithen das Ca-haltige Orthosilikat aus, während bei höherer Temperatur unter größerem Drucke im Innern des Lakkolithen gleichzeitig das Na-haltige Metasilikat (Natrolith) entstand.

Die Reihenfolge der Mineralbildung in den Blasenräumen des Marienberg- und Steinberg-Phonoliths ist folgende:

Am Nordrande des Lakkolithen	In der Mitte des Lakkolithen
1. Analzim.	1. Natrolith.
2. Thomsonit.	2. Apophyllit.
3. Calcit.	3. Calcit.
4. Wad.	4. Wad.

Die Bildung von Calcit ist bisweilen auch vor der Ausscheidung von Thomsonit, beziehungsweise Apophyllit vor sich gegangen.

Apophyllit ist häufig in $CaCO_3$ umgewandelt und undurchsichtig geworden (Albin). Solche Apophyllitkrystalle zeigen bisweilen dünne Überzüge von Hyalith. Alle Kluftflächen des Phonolithkörpers sind mit krustenförmigen Natrolithaggregaten überzogen.

Chemische Zusammensetzung des Natrolithphonoliths vom Marienberge bei Aussig: I. Analyse von Rammelsberg, I*a* in Salzsäure löslich, I*b* unlöslich (Roth, Beiträge z. Petrogr. d. plut. Geseine, 1873, pag. 38 und 39). II. Analyse von H. Meyer, II*a* in Salzsäure löslich, II*b* unlöslich („Neu berechnet" in Roth, Gesteinsanalysen usw., 1861, 23). III. Analyse von Lemberg, III*a* in HCl löslich, III*b* unlöslich (Roth, Beiträge z. Petrogr. d. plut. Gest., 1884, pag. 52—55).

	I	II	III
SiO_2	53·84	55·652	55·22
Al_2O_3	19·67	16·941	20·53
Fe_2O_3	4·83	3·905	3·24
CaO	3·16	1·946	1·36
MgO	1·93	1·697	0·43
Na_2O	6·02	2·665	7·43
K_2O	7·98	9·519	5·58
Glühverlust	3·76	H_2O 4·993	H_2O 4·34
Cl		Spur	
Summe	101·20	98·318	97·33

	I*a*	I*b*	II*a*	II*b*	III*a*	III*b*
SiO_2	48·27	59·41	43·24	61·09	47·52	66·76
Al_2O_3	22·21	19·00	21·00	19·36	22·77	15·60
Fe_2O_3	9·35	2·34	7·82	1·35	4·90	1·90
CaO	4·21	2·67	2·99	1·78	2·35	0·96
MgO	1·24	2·42	—	1·77	0·88	—
Na_2O	7·29	5·52	7·11	—	11·97	3·89
K_2O	7·43	8·64	0·035	14·65	0·61	10·42
H_2O	(3·76)	—	13·225	—	9·00	0·47
Cl.				Spur		
Summe	100·00	100	95·52	100	100	100
	38·94%	61·10%	37·47%	62·53%	45·54%	51·54%

Die von A. Bělohoubek ausgeführte und im Arch. f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, I. Bd., Sekt. V, pag. 17, Prag 1860, veröffentlichte Analyse des Phonoliths vom Marienberge weicht in vielen ihrer Zahlen von denen der vorstehenden Analysen wesentlich ab (SiO_2 63·25, Al_2O_3 14·70, K_2O 4·89), so daß von ihrer Wiedergabe abgesehen wurde.

Kontakt von Phonolith und Tonmergel. Auf der Nordseite des Marienberges ist in einem zur Elbe herabführenden Graben der Kontakt zwischen Phonolith und Tonmergel von 210 *m* Seehöhe bis herab zu 170 *m* bloßgelegt. Die zugängliche Kontaktfläche zeigt ein östliches Verflächen mit 15—20°. Am Kontakt ist keinerlei Breccie entwickelt, Phonolith und Mergel grenzen geradlinig aneinander. Auch läßt keine einzige Beobachtung auf ein Einschmelzen von Tonmergel durch den Phonolith schließen.

Endogene Kontaktwirkung. Von der Kontaktfläche aus zeigt sich der Phonolith nur auf 0·8 *m* bis 1 *m* weit verändert. Bei der Annäherung zum Kontakt verschwinden die Blasenräume, welche der normale Phonolith bis zu 0·8 *m* vom Kontakt zeigt, der Phonolith bleibt aber noch durch kleine Ausscheidlinge von Augit und Feldspaten porphyrisch. Dann, 6 *cm* vom Kontakt, wird der Phonolith glasreich, dunkelgrau, am Bruche lebhaft glänzend. Zu den Ausscheidlingen von Augit treten solche von Hornblende. In der Entfernung von 2—2·5 *cm* vom Kontakt erscheint der Phonolith blaugrau gefärbt, mit noch stärkerem Glanz, aber immer noch porphyrisch durch Ausscheidlinge der genannten drei Minerale. Erst am unmittelbaren Kontakt beginnt eine 0·5 bis 1 *cm* breite grünlich-hellgraue Zone ohne Ausscheidlinge, welche dem bloßen Auge vollständig glasartig erscheint. Die mikroskopische Untersuchung ergibt indes, daß der Phonolith auch in der Zone des unmittelbaren Kontaktes nicht völlig glasig, sondern derart ausgebildet ist, daß in einer bräunlichgelben Glasbasis immer noch Magnetitkörnchen, feine Sanidinleistchen, Nädelchen von Augit und größere Krystalle von brauner, nicht korrodierter Hornblende, grünem Augit, farblosem Sodalith, Sanidin, Kalknatronfeldspat (Labrador-Andesin) und Titanit eingebettet liegen.

Recht auffällig ist das nicht seltene Auftreten von braunen, nicht korrodierten Hornblendekrystallen in der Zone des endogenen Kontaktes im Phonolith, da im normalen Gestein Hornblende fast vollständig fehlt und nur selten als letzter Korrosionsrest, umgeben von den gewöhnlichen Augitkränzen, vorhanden ist. Der Phonolith scheint im Kontakte fest geworden zu sein, bevor die magmatische Korrosion der Hornblende vor sich ging.

Wenn die endogene Kontaktwirkung nur geringe Intensität erreicht, so gilt ein gleiches von der exogenen Wirkung des Phonoliths auf den Tonmergel. Soweit der Aufschluß einen Über-

blick gestattet, ist die exogene Kontaktentwicklung nur auf 1·25 *m* bis 1·5 *m* vom Kontakt zu verfolgen. Der Tonmergel färbt sich bei beginnender Kontaktwirkung dunkler, bis dunkelschwarzgrau. Näher zum Kontakt wird er härter, zuletzt klingend hart (Härte = 4), seine Färbung wird heller, perlgrau bis weiß, mit unregelmäßig begrenzten und verzerrten aschgrauen Flecken. Zu einer Neubildung von Kalksilikaten ist es im Kontakt nicht gekommen, die zahlreichen Foraminiferengehäuse des Mergels sind nach ihrer Form bis in den unmittelbaren Kontakt erkennbar. Nur ein Fritten des Tones hat stattgefunden.

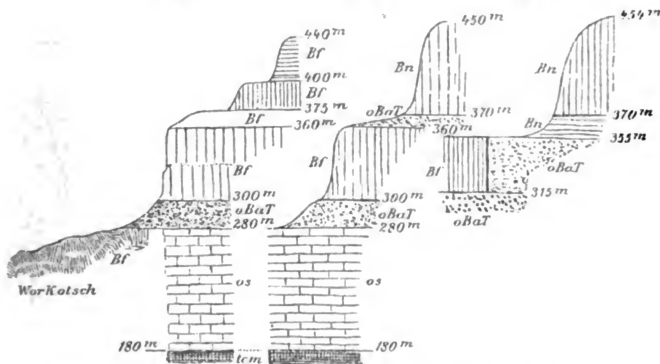
Neubildung von Silikaten fand aber statt in Einschlüssen von Kalkmergel, wie solche im Innern des Phonolithkörpers durch den Steinbruchbetrieb aufgefunden werden. Die an Foraminiferengehäusen außerordentlich reichen Mergel lassen wohl die allgemeinen Umrisse der Gehäuse in den Einschlüssen noch erkennen, in ihrem Innern aber sind die Gehäuse erfüllt von zarten, farblosen Wollastonitsäulchen (?). Auch bemerkt man an verschiedenen Stellen der Einschlüsse Epidot und Wollastonit. Risse in den Einschlüssen sind von Zeolithen oder von Calcit erfüllt. In die Substanz der Zeolithe ragt von den Oberflächen der Risse ein dichter Filz von Wollastonitnädelchen herein. Es verdient noch hervorgehoben zu werden, daß der Phonolith in der nächsten Umgebung der Einschlüsse von Kalkmergel reich an Biotitkryställchen ist.

Basalte.

Am geologischen Aufbau des Kartengebietes nehmen Basalte einen hervorragenden Anteil. Der ganze Nordosten des Gebietes wird von Basaltdecken eingenommen, welche wiederum teilweise von dem tephritischen Gesteinssysteme des Großen und Kleinen Brand bedeckt werden. In noch höherem Grade beteiligen sich Basaltkörper am Bau des südöstlichen Kartenanteils. Allda treten basaltische Gesteinskörper in vielfacher Wiederholung übereinander auf, so daß ihre Gesamtmächtigkeit 220 *m* erreicht.

Im Kartengebiete sind Feldspatbasalte (134 Gesteinskörper), Nephelinbasalte (85) und Magmabasalte (7) vorhanden. Leuzitbasalte fehlen. Als Nephelinbasanite wurden 11, als Leuzitbasanite 2 Gesteinskörper ausgeschieden.

In das System von basaltischen Gesteinskörpern des südöstlichen Kartenanteils ist die Talfurche der Elbe tief eingerissen bis in die unterlagernden Sedimente. Die steil aufsteigenden Gehänge des Tales bestehen aus einem Wirrsaal von basaltischen Gesteinsgängen und Decken mit mannigfaltigen Tufflagen. Ein einheitlicher Bau der Tallehnen zu beiden Seiten des Flusses ist nicht erkennbar. Vorhandene Decken lassen sich entlang der Gehänge nur kurze Strecken verfolgen und werden durch Tufflagen oder Basalte anderer Art abgelöst.

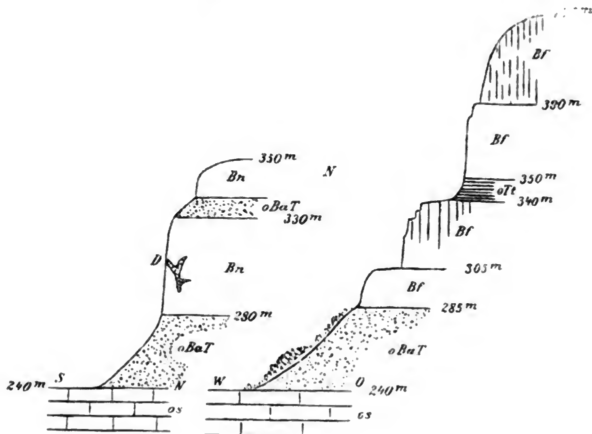


Schematisierte Querprofile der linken Gehänge des Elbtales (Fig. 5 beim Workotsch, 6 nördl. vom Wasserfall beim Workotsch, 7 bei den Weißen Wänden) zeigen den raschen Wechsel im geolog. Aufbau. *tcm* obertur. Tonmergel; *os* oligozäner Sand; *Bf* Feldspatbasalt; *Bn* Nephelinbasalt; *oBaT* Basalttuff. Richtung der Profile OW. Maßstab: 1 : 5000.

Auch auf der Oberfläche der durch die Basaltkörper gebildeten Plateaus herrscht ein gleich bunter Wechsel verschiedener Basalte. Die Fig. 5 bis 10 sollen diese Verhältnisse näher beleuchten. Fig. 3 stellt übrigens die Verhältnisse an der Strecke der Österr.-ung. Staatseisenbahn-Gesellschaft am Ostabhange der Ferdinandshöhe südlich Aussig dar.

Aus diesen Gründen lassen sich die Basalte im Gebiete auch nicht auf eine einheitliche Ausbruchstelle zurückführen, vielmehr schei-

nen sie mehreren Eruptionspunkten entflossen zu sein. Die auffällige Anhäufung von basaltischen Schlotausfüllungen südlich vom Dorfe Schreckenstein läßt übrigens der Vermutung Raum, daß allda das Zentrum eines Kraters für eine Phase der basaltischen Eruptionen zu suchen wäre. Der Krater selbst würde heute vom Elbtale durch-



Schematisierte Querprofile der Gehänge des rechten Elbufers; Fig. 8 durch den Südabhang des Schanzberges östl. der Burg Schreckenstein, SN. gerichtet; Fig. 9 durch den südlichen Teil des Schanzberges östl. vom Dorfe Schreckenstein, WO. gerichtet. *os* oligozäner Sand, *oBaT* Basalttuff, *oTt* Tuffit, *Bf* Feldspatbasalt, *Bn* Nephelinbasalt, *D* dolerit. Nephelinit. Maßstab: 1 : 3000.

schnitten sein. Die Gänge des Preßberges auf der rechten Elbseite, die des Workotsch und seiner Umgebung auf der linken würden entlang des Kraterwalles aufsteigen.

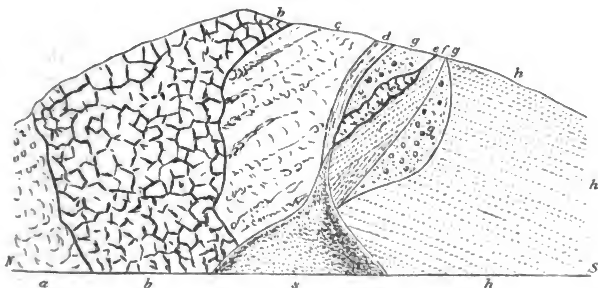
In zahlreichen Fällen haben die Basaltkörper entweder nur randlich oder zur Gänze eine schlackig-poröse Entwicklung erfahren. Die schlackig-poröse Basaltfazies besitzt verschiedene Färbung, bald blaugrau bis violett, bald graubraun bis rotbraun. In manchen

Fällen stellt sich eine lateritisch-rote Farbe ein, so z. B. auf dem Plateau der Feldspatbasaltdecke westlich der Hohen Wostray gegen Neudörfel.

Feldspatbasalt [Bf].

Zumeist schwarze, dichte oder durch Ausscheidlinge von Olivin, seltener von Augit und Hornblende, Biotit oder von „schlackigem" Magnetit porphyrische Gesteine. Besonders reich an Ausscheidlingen

Fig. 10.



Verbindung von Basalt und Tuff bei 230 *m* an der Straße von Türmitz nach Hottowies nordöstl. Augiessel. *a* schlackiger Feldspatbasalt; *b* kompakter Feldspatbasalt; *c* schlackiger Basalt, lagenweise kompakt; *d* glasige Grenzzone von *c*; *e* Basaltgang; *f* geschichteter Tuff, Verflächen NW.; *g* ungeschichteter Tuff mit Basaltbomben; *h* geschichteter Tuff, Verflächen *S* mit 20°; *s* Schutthalde. Der mit *h* bezeichnete Tuff erinnert an den äußeren Tuffmantel eines Kraters. Maßstab: 1 : 300.

von Olivin und Augit, auch von Hornblende, ist die basaltische Schlotausfüllung westlich vom Johannisfeuer südöstlich Pokau. Doleritisch entwickelt sind nur die Basaltkörper bei Sign. 303 *m* südöstlich Ziebernik und bei 310 *m* östlich von Leinisch am Beginne der „Hölle" genannten Schlucht.

Schlackig-poröse Ausbildung zeigen insbesondere die nördlich von Aussig unter dem System der tephritischen Gesteine des Brand bei Gatschken, Ziebernik und Doppitz hervortretenden Basaltkörper, dann auch die Basalte der Umgebung von Hottowies und westlich der Hohen Wostray. Als 0·2 *m* mächtige, rein glasige Schale entwickelt

ist die Randfazies an der Basis des Basaltstromes bei 225 *m* an der Straße von Aussig nach Hottowies. Als Eruptivbreccie ist der Basaltkörper bei 160 *m* westlich Kosten ausgebildet.

Die Gesteinskörper der Feldspatbasalte bilden im Gebiete Decken, deckenförmige Ströme, Schlotausfüllungen und Gänge. An zahlreichen Orten liegen mehrere Decken übereinander. Vgl. die Fig. 5 bis 10. Von Gängen seien angeführt der 50 *m* mächtige und ONO. streichende Gang des Workotsch (Humboldtfelsen) im Elbtale südlich Aussig, mehrere kleine Gänge in seiner Nachbarschaft, ein NO. streichender Gang im Basalttuffe bei 245 *m* nordöstlich der Ruine Schreckenstein, ein Gang bei 270 *m* südlich Ober-Sedlitz und ein Gang an der Straße vom Dorfe Schreckenstein nach dem außerhalb des Kartenblattes gelegenen Dorfe Birnay bei 160 *m* im oligozänen Sande südwestlich vom Preßberge und östlich von der mit $B\beta$ bezeichneten Eruptivbreccie an der Wannower Überfuhrstelle. Der letztgenannte Gang hat nennenswerte exogene Kontakterscheinungen im benachbarten Sande hervorgerufen. Auf der Karte ist er nicht verzeichnet. Der Gang des Humboldtfelsens durchbricht oberturonen Tonmergel und oligozäne Sande, welche bis zum Basaltkontakt schwebend lagern. Hier tritt dann eine brecciöse, 0·5—1 *m* mächtige Randfazies von glasreichem Schlackenbasalt auf. Die exogenen Kontaktwirkungen haben weder nennenswerte Ausdehnung noch größere Intensität erreicht.

Der Basaltkörper des Humboldtfelsens (Workotsch) ist in schöne, schlanke Säulen abgesondert, welche an der dem Elbflusse zugekehrten Giebelseite des aus seiner Umgebung herausgeschälten Felsrückens auffallend regelmäßig angeordnet sind. Zu beiden Seiten einer Mittellinie, die den Felsen von oben herab symmetrisch teilt, lagern die Säulen wagrecht, gegen die Basis der Giebelfläche zu richten sie sich allmählich bis zur lotrechten Stellung in der Mitte des ganzen Giebelfeldes auf. Vgl. Tafel VIII. An anderen Stellen des Ganges sind die Säulen ganz wirr angeordnet. Das Bild der schönen Regelmäßigkeit in der Anordnung der Säulen gerade an der Stelle des Basaltganges, wo derselbe durch die Talerosion der Elbe angeschnitten worden ist, muß deshalb als das Ergebnis eines außerordentlich glücklichen Zufalls angesehen werden. Andere Stellen des Ganges würden im Querschnitt andere Säulenstellung aufweisen. — Westlich vom Rücken des Humboldtfelsens ragt eine 60—70 *m* mächtige Decke eines Nephelin-führenden Feldspatbasalts an der Lehne des Tales steil

empor, welche in lotrecht stehende Säulen von 40 *m* Länge und 1—2 *m* Durchmesser abgesondert ist. Die Säulen lösen sich wiederum in wagrecht liegende Platten von 0·2—0·3 *m* Stärke auf.

Kugelige Absonderung weisen insbesonders die Feldspatbasalte im Dorfe Hottowies auf, dann bei 240 *m* an der Fahrstraße von Türmitz nach Hottowies östlich der Ortschaft Augiessel.

Strukturen. Eine große Zahl der Feldspatbasalte des Gebietes besitzt hypokrystalline und Intersertalstrukturen. In diesen Fällen treten die Feldspäte in der gewöhnlichen Leistenform auf. Doch ist auch diejenige Ausbildung, welche von H. Rosenbusch als „Gethürmser Typus“ bezeichnet wurde, recht häufig zu beobachten. Die Feldspäte bilden in letzteren Basalten größere poikilitische Felder von unregelmäßiger Begrenzung, die von kleinen Augitkrystallen und Magnetitkörnern ganz durchspickt sind. Besonders schön zeigt diese Struktur außer vielen anderen Basaltkörpern ein Basalt, welcher an der Fahrstraße von Aussig nach Hotowies bei 235 *m* ansteht. Basalte dieser Art zerfallen bei der Verwitterung zu kleinkörnigem Grus. In einigen Fällen ist eine Struktur vorhanden, welche von den angeführten abweicht. Das Wesentliche dieser Struktur besteht darin, daß Feldspat und farbige Gemengteile nicht gleichmäßig gemengt im Gestein auftreten, sondern ungleich verteilt sind. Augit- und Magnetitkryställchen bilden dicht gedrängte Anhäufungen, die fast gänzlich frei sind von Feldspat. Zwischen diesen dunkel gefärbten Anhäufungen erscheinen unregelmäßig begrenzte, farblose Felder von Feldspatleisten, die wiederum nur wenig gefärbte Gemengteile enthalten. So scheiden sich farblose und gefärbte Bestandteile örtlich voneinander, anstatt einen dichten Filz aller gleichmäßig verwobenen Gemengteile zu bilden. Diese getrennte Anordnung der Bestandteile läßt sich gut vergleichen mit einem Gerinnsel; deshalb kann man diese Struktur Koagulations- oder Gerinnselstruktur nennen. Wie beim Gethürmser Typus tritt auch bei der letztgenannten Ausbildungsweise an Stelle des Feldspats mitunter farbloses Glas. Feldspat und Glas können von farblosen feinen Nädelchen durchspickt sein, die man wohl als Apatit ansprechen kann.

Unsere Basalte bauen sich aus den normalen mineralischen Gemengteilen auf, denen sich recht oft braunes, trichitenreiches oder farbloses Glas zugesellt. Neben Augit tritt nicht selten Magnesiaglimmer in wechselnden Mengen auf. In einer am rechten Elbufer

nahe der Südgrenze des Kartengebietes bei 315 *m* anstehenden Basaltdecke sind die Platten von Magnesiaglimmer gespickt mit Feldspatleisten, demnach jünger als der Feldspat im Gestein. Nephelin tritt recht oft in kleiner Menge in den Gesteinen auf. Der säulenförmig abgesonderte Feldspatbasalt vom Wasserfall in der „Hölle" genannten Talschlucht, welche vom Dorfe Leinisch in südlicher Richtung gegen Schönpriesen herabreicht, enthält einen Zeolith, wahrscheinlich Thomsonit, welcher als ursprünglicher Gemengteil angesehen werden muß. Dieser tritt in kleinen Feldern zwischen den übrigen Bestandteilen auf. Olivin fehlt nur einem gangförmig bei 245 *m* nordöstlich vom Schreckenstein im Tuff aufsetzenden Basalte und einer im Südostwinkel des Kartenblattes von 325—340 *m* auftretenden Basaltdecke. Letztere führt Hornblende. Neben Olivin findet sich schwammig korrodierte Hornblende im Basalte an der Straße nach Ober-Sedlitz bei 180 *m*, im Basaltgange bei 270 *m* südlich Ober-Sedlitz, im Südostwinkel des Gebietes bei 330 *m* und bei 345 *m*, im Basalte bei 395 *m* südlich der Wostray, bei 320 *m* am Mühlberg nördlich Schönpriesen. bei 415 *m* westlich vom Glaber und bei 180 *m* über der östlichsten Ziegelei an der Türmitzer Straße. Der Olivin ist recht häufig entweder randlich oder zur Gänze in Iddingsit umgewandelt.

Chemische Zusammensetzung des Feldspatbasaltes vom Workotsch nach der Analyse von R. Pfohl.

	SiO_2	43·10
	TiO_2	0·52
	P_2O_5	1·52
	Al_2O_3	15·18
	Fe_2O_3	5·30
	FeO	8·58
	CaO	11·87
	MgO	7·50
	K_2O	2·51
	Na_2O	3·97
chem. geb.	H_2O	0·72
		100·77
	Spez. Gewicht	3·205

Nephelinbasalt [Bn].

Von etwa 240 basaltischen Gesteinskörpern des Kartengebietes bestehen 85 aus Nephelinbasalt. In der überwiegenden Mehrzahl sind es schwarze Gesteine mit dichter Grundmasse, in welcher in der Regel Olivin, seltener auch Hornblende oder Augit porphyrisch ausgeschieden sind. Sonst bestehen sie aus den normalen Gemengteilen Augit, Magnetit, Nephelin und Olivin. Zum Augit gesellt sich in vielen Fällen Magnesiaglimmer; in drei Fällen tritt neben Olivin auch Hornblende auf. Diese ist stets schwammig korrodiert. Farbloses Glas ist nicht selten in Gestalt großer Felder im Gestein vorhanden.

Nephelin bildet entweder ziemlich gut begrenzte Krystalle oder unregelmäßig begrenzte Felder, welche häufig von Augit und Magnetit durchspickt sind. Nicht selten sind die Nephelinkrystalle parallel der krystallographischen Hauptachse mit pflockförmigen Infiltrationen fremder Substanzen versehen, welche offenbar entlang der Schnittlinien von prismatischen Spaltrissen eindrangen. Nephelin in dieser Ausstattung gibt das mikroskopische Bild von pflockreichem Melilith wieder.

Die Nephelinbasalte sind mit Feldspatbasalten über den ganzen oligozänen Gebietsteil verbreitet. Nicht selten stellt sich in den Nephelinbasalten etwas Kalknatronfeldspat ein. Bei reichlicherem Gehalte an diesem Gemengteile wurden solche Gesteine als Nephelinbasanite ausgeschieden. Scharfe Abgrenzung war nicht immer durchführbar.

Wie die Feldspatbasalte treten auch Nephelinbasalte im Gebiete vorzugsweise deckenförmig auf. Gänge von Nephelinbasalt wurden beobachtet: 1. Bei 205 *m* an der Straße nördlich des Meierhofes Schreckenstein nächst der nordwestlichen Ecke der Scheuer dieses Hofes im Basalttuff mit NO.-Streichen. 2. Drei verschiedene Gänge am Preßberge.

Die Ausbrüche von Feldspatbasalt und Nephelinbasalt sind während der gleichen Eruptionsperiode erfolgt.

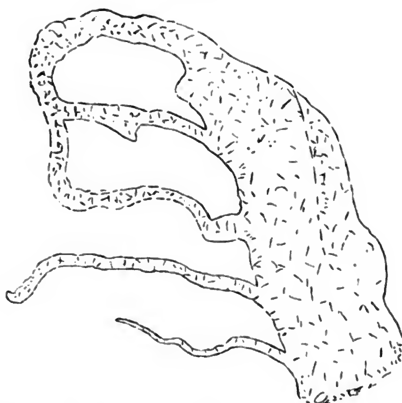
Nephelinit. In engster Verbindung mit dem Nephelinbasalt des Gebietes tritt Nephelinit auf. Die große, stellenweise bis 50 *m* mächtige Decke von dichtem Nephelinbasalt bei 280—328 *m* am Südabhange des Schanzberges östlich der Ruine Schreckenstein ent-

hält an mehreren Stellen gangartige Schlieren von grobkörnigem Nephelinit. Die Gänge sind bald mehrere Meter mächtig, bald schrumpfen sie in ihrem weiteren Verlaufe ein auf wenige Dezimeter. An anderen Stellen löst sich der Gang auf in einen Schwarm schmaler Gänge und Trümmer, die stellenweise unter die Mächtigkeit eines Zentimeters herabsinken und zuletzt ganz auskeilen können. Dieses Vorkommen von Nephelinit ist in der petrographischen Literatur unter der Bezeichnung „Nephelinit" oder „Nephelindolerit von Schreckenstein" seit langem bekannt. Wie der weit mächtigere grobkörnige Nephelindolerit in der Gaute (Erläut. zu Blatt Bensen der geolog. Karte des böhm. Mittelgeb., pag. 53, Nr. 19) nahezu olivinfrei ist, so fehlt auch unserem Gestein Olivin fast ganz. In vielen Handstücken vermißt man den Olivin vollständig und unser Nephelinit besteht dann nur aus Nephelin mit Augit und Magnetit. Recht reichlich ist Apatit vorhanden. In vielen Fällen ist der Nephelin zum Teil in Zeolithe umgewandelt.

An den Berührungsstellen von dichtem Nephelinbasalt und grobkörnigem Nephelinit grenzen sich die beiden Gesteine zumeist völlig scharf ab. Aus dem dichten Basalt ragen Augitkryställchen mit freien Krystallflächen in den Raum des Nephelinitganges hinein. Die dem Nephelinit angehörenden größeren Augitkrystalle stehen mit ihrer längsten Achse nicht selten senkrecht auf der Fläche des Kontakts. Durch diese Tatsachen gewinnt die Anschauung über die Bildung der grobkörnigen Schlieren an Wahrscheinlichkeit, daß innerhalb der Basaltdecke einzelne Stellen länger flüssig blieben und später als der dichte Basalt unter dem Einfluß von Dämpfen, welche der Basalt beim Festwerden ausstieß, grobkörnig erstarrten. Beim Festwerden des dichten Basalts war der größere Teil des FeO und des MgO zur Bildung von Olivin verbraucht worden, in dem noch nicht erstarrten Magmareste kam es mangels dieser Stoffe nicht zur Bildung von Olivin. Dem grobkörnigen Nephelinit fehlt aus diesem Grunde der Olivin, während der zuerst erstarrte dichte Basalt reich an diesem Mineral ist. Auch ergeben sich aus der gleichen Ursache die ganz erheblichen Unterschiede im chemischen Bestande des dichten Basalts und der grobkörnigen Nephelinitschlieren. (Man vgl. die nachfolgenden Analysen.) Die letzten feinen Enden der gangartigen doleritischen Schlieren im dichten Basalt bestehen fast nur aus Nephelinaggregaten, welche von langen Apatitnadeln reichlich durchspickt sind.

An Nachschübe eines Magmas von etwas abweichender Zusammensetzung in die noch nicht völlig erstarrte dichte Basaltdecke ist wohl als Ursache für die Entstehung der doleritischen gangförmigen Schlieren aus folgendem Grunde nicht zu denken. Die dichte Basaltdecke mit den gangförmigen Doleritschlieren ruht auf Basalttuff, welcher vom Dolerit nicht durchsetzt wird. Die Magmen für den dichten Basalt und für den grobkörnigen Dolerit müßten aus größerer oder kleinerer Entfernung zu dem Orte ihres gegenwärtigen Auf-

Fig. 11.



Form der Schlieren von doleritischem Nephelinit im dichten Nephelinbasalt am Südabhang des Schanzberges östlich der Burg Schreckenstein. Maßstab: 1 : 15.

tretens in horizontaler Richtung gelangt sein. So wahrscheinlich nun ein solcher Vorgang für die gesamte Basaltdecke ist, so unwahrscheinlich ist er für die kleinen doleritischen Gebilde.

Nebenstehende Fig. 11 gibt ein Bild des Auftretens der doleritischen Schlieren.

Über das Vorkommen des Nephelinits in der Umgebung des Schreckenstein ist bereits früher in Tschermaks min.- u. petr. Mitt., XII, 1891, pag. 167 u. 168 berichtet worden.

Von anderen Orten des Gebietes ist Nephelinit durch die Aufnahmen nicht bekannt geworden.

Im Nachfolgenden steht unter I die chemische Zusammensetzung der Nephelinbasaltdecke vom Schanzberge, in welcher der grobkörnige Nephelinit, Analyse II, gangförmig auftritt. Beide Analysen wurden von Herrn F. Hanusch ausgeführt.

	I	II
SiO_2	40·90	40·58
TiO_2	0·70	3·07
P_2O_5	0·92	1·58
Cl	0·22	0·09
SO_3	Spur	0·00
Al_2O_3	10·47	13·01
Fe_2O_3	3·43	4·72
FeO	9·99	6·09
MnO	0·42	0·62
CaO	12·63	13·57
MgO	14·61	5·25
K_2O	1·11	2 17
Na_2O	3·22	2·95
CO_2	0·23	0·10
chem. geb. H_2O	0·68	4·87
hygroskop. Wasser	0·49	1·66
Summe	100·02	100·33
Spez. Gewicht	3·136	2·856

Belege für Analyse I.

Hygroskopisches Wasser, unter 100° C entweichend: 1 *g* Sb,
Trockenverlust = 0·0049 *g* . . . . = 0·49%

$CO_2 + H_2O$ (Glühverlust), 1 *g* Sb, Verlust = 0·0140 *g* . . . . = 1·40%

CO_2 in 5 *g* Sb, Zunahme des Apparates (Liebig) = 0·0116 *g* . . . . = 0·23%

somit: gebundenes Wasser = 1·40 — (0·49 + 0·23) = 1·40 — 0·72 = 0·68%

Aufschlüsse:

1 *g* mit $KNaCO_3$ aufgeschlossen, darin bestimmt: SiO_2, ($Al_2O_3 + Fe_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2$), Fe_2, MnO, CaO, MgO;

1 *g* mit $KNaCO_3$ aufgeschlossen für Chlorbestimmung;

1 „ „ „ „ „ SO_3-Bestimmung;

2 „ „ Flußsäure „ „ Alkalien und P_2O_5;

2 „ „ „ „ „ Titansäure;

1 *g* mit $HFl + H_2SO_4$ aufgeschlossen für Eisenoxydul.

gewogen: $SiO_2 = 0{\cdot}4135\,g$; ab Rückstand nach $HF = 0{\cdot}0045\,g = 0{\cdot}4000\,g = 40{\cdot}90\%$
„ $[Al_2O_3 + Fe_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2] = 0{\cdot}2663\,g$
zur Eisentitration verbraucht $= 11{\cdot}25\,cm^3$ Permanganatlösung.

Titerstellung.

$1{\cdot}4\,g$ Doppelsalz erfordern $= 21{\cdot}1\,cm^3$ Permanganat, $1\,cm^3$ Permanganat $= 0{\cdot}009478\,g$ Fe_2, $11{\cdot}25\,cm$ Permanganat $= 0{\cdot}106627\,g$ $Fe_2 = 0{\cdot}15232\,g$ $(Fe_2O_3 + TiO_2)$
gewogen: TiO_2: $2\,g$ Sb. $= 0{\cdot}0140\,g$ . . . . $= 0{\cdot}70\%$
daher: $Fe_2O_3 = 0{\cdot}1523 - 0{\cdot}0070 = 0{\cdot}1453\,g$ . . . . $= 14{\cdot}53\%$
gewogen: $Mg_2P_2O_7$ von: P_2O_5 in $2\,g$ Sb $= 0{\cdot}0290\,g$, $P_2O_5 = 0{\cdot}0185\,g$. $= 0{\cdot}92\%$
$[Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2] = 0{\cdot}2663\,g$ . . . . $= 26{\cdot}63\%$
$[Fe_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2] = 14{\cdot}53 + 0{\cdot}92 + 0{\cdot}70 = 16{\cdot}16\%$
somit: $Al_2O_3 = 26{\cdot}63 - 16{\cdot}16 = 10{\cdot}47\%$ . . . . $= 10{\cdot}47\%$
Eisenoxydul in $1\,g$ Sb: verbraucht: $8{\cdot}2\,cm^3$ $K_2Mn_2O_8 = 0{\cdot}07772\,g$ $Fe_2 = 0{\cdot}09992\,g$
$FeO = 0{\cdot}01110\,g$ Fe_2O_3
im Gestein vorhanden: $14{\cdot}53 - 11{\cdot}10 = 3{\cdot}43\%$ Fe_2O_3 und:
$= 9{\cdot}99\%$ FeO
gewogen: $Mn_3O_4 = 0{\cdot}0045\,g$, $MnO = 0{\cdot}00428\,g$ . . . . $= 0{\cdot}42\%$
„ $CaO = 0{\cdot}1263\,g$ . . . . $= 12{\cdot}61\%$
„ $Mg_2P_2O_7$, von $MgO = 0{\cdot}4055\,g$, $MgO = 0{\cdot}1461\,g$ . . . . . $= 14{\cdot}63\%$
„ $[KCl + NaCl] = 0{\cdot}1556\,g$
„ Platin $= 0{\cdot}0465\,g$
$0{\cdot}7566 \times 0{\cdot}0465 = 0{\cdot}0352$ (rund) KCl
$0{\cdot}4768 \times 0{\cdot}0465 = 0{\cdot}02217\,g$ K_2O . . . . $= 1{\cdot}11\%$
$NaCl = 0{\cdot}1565 - 0{\cdot}0352 = 0{\cdot}1213\,g$
$Na_2O = 0{\cdot}1213 \times 0{\cdot}531 = 0{\cdot}06441\,g$ . . . . $= 3{\cdot}22\%$
gewogen: $AgCl = 0{\cdot}0088\,g$, $Cl = 0{\cdot}247 \times 0{\cdot}0088 = 0{\cdot}00217 = 0{\cdot}22\%$
„ $BaSO_4$ — 0·00 — keine Fällung.

Belege für Analyse II.

CO_2 in $5\,g$ Sb, Zunahme des Kaliapparates $= 0{\cdot}0050\,g$, CO_2 . . . . . . $= 0{\cdot}10\%$
$(CO_2 + H_2O) =$ Glühverlust von $1\,g$ Sb $= 0{\cdot}0663\,g = 6{\cdot}63\%$, Gesamt-$H_2O$ $= 6{\cdot}53\%$
H_2O unter 100° C entweichend, in $1\,g$ Sb $= 0{\cdot}0166\,g$ Trockenverlust . . $= 1{\cdot}66\%$
über 100° C entweichendes Wasser . . . . $= 4{\cdot}87\%$

Aufschlüsse.

1 *g* Sb	mit $KNaCO_3$	aufgeschlossen für:	SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO, MgO
1 „ „	„ „	„ „	Cl
1 „ „	„ „	„ „	SO_3
2 „ „	„ Flußsäure	„ „	P_2O_5, K_2O, Na_2O
2 „ „	„ „	„ „	TiO_2

gewogen: $SiO_2 = 0{\cdot}4093\,g$, ab Rückstand nach Flußsäurebehandlung $= 0{\cdot}0035\,g =$
$= 0{\cdot}4058\,g = 40{\cdot}58\%$
„ $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2 = 0{\cdot}2915\,g = 29{\cdot}15\%$
mit Kaliumbisulfat aufgeschlossen, reduziert und titriert: verbraucht auf $1\,g$ Sb $=$
$= 10{\cdot}75\,cm^3$ Permanganatlösung, $1\,cm^3$ Permanganat $= 0{\cdot}009478\,g$ Fe_2 ($1{\cdot}4\,g$ Doppelsalz erfordern $21{\cdot}1\,cm^3$ Permanganat)

somit: 10·75 cm^3 Permanganat = 0·10189 g Fe_2 = 0·14557 g Fe_2O_3 (samt Titansäure!)
gewogen: TiO_2 in 2 g Sb = 0·0615 g . . . . = 3·07%
nach: $Ti_2O_3 + O = 2\,TiO_2$ (analog: $2\,FeO + O = Fe_2O_3$) entsprechen: $2\,TiO_2$ =
= 2—80 = 160 TiO_2 = 1 Fe_2O_3 = 160 Fe_2O_3, daher 3·07 TiO_2 = 3·07 Fe_2O_3
und wirklichen Gehalt an Fe_2O_3 = 14·56 — 3·07 . . . . = 11·49%
gewogen: von P_2O_5 — (in 2 g Sb) $Mg_2P_2O_5$ = 0·0495 g, P_2O_5 = 0·03163 g = 1·58%
$[Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5]$ = 11·49 + 3·07 + 1·58 = 16·14% und Al_2O_3 =
= 29·15 — 16·14 . . . . = 13·01%
FeO in 1 g Sb verbraucht 5·0 cm^3 Permanganat = 0·009478 × 5 = 0·04739 g Fe_2 =
0·06093 g FeO, 0·06093 FeO = 0·0677 g Fe_2O_3, daher sind im Gestein enthalten: 11·49 — 6·77 = 4·72% Fe_2O_3 und
= 6·09% FeO
gewogen: Mn_3O_4 = 0·0067 g, MnO = 0·0062 g . . . . = 0·62%
„ CaO = 0·1357 „ CaO . . . . = 13·57%
„ $Mg_2P_2O_7$ = 0·1450 „ MgO = 0·0524 g, MgO . . . . = 5·25%
„ in 2 g Sb, KCl + NaCl = 0·1800 g
„ Platin = 0·0910 g
0·091 × 0·7566 = 0·06885 g KCl
0·091 × 0·4768 = 0·04339 „ K_2O . . . . K_2O = 2·17%
NaCl = 0·1800 — 0·0688 = 0·1112 g
0·1112 × 0·531 = 0·05904 g Na_2O . . . . Na_2O = 2·95%
gewogen: AgCl in 1 g Sb. = 0·0035 g
0·0035 × 0·247 = 0·00086 g Cl . . . . Cl = 0·09%
SO_3 in 1 g Sb — keine Fällung . . . . SO_3 = 0·00%

Magmabasalt [Bm].

Sieben basaltische Gesteinskörper des Gebietes enthalten außer Olivin, Magnetit und Augit nur noch eine Glasbasis. Diese Gesteine sind schwarz oder verschiedentlich violett, grau, braun, rotbraun oder gelb gefärbt, kompakt oder schlackig-porös entwickelt. Die Mehrzahl derselben ist mehr oder weniger stark angewittert.

Nephelinbasanit [Bfn].

Schwarze Gesteine mit dichter Grundmasse, aus welcher gewöhnlich Olivinausscheidlinge, selten auch solche von Augit hervortreten. Im Kartengebiete wurden elf Gesteinskörper als Nephelinbasanite ausgeschieden. Sie stehen in engen Beziehungen zum Nephelinbasalt, aus denen sie durch Eintritt größerer Mengen von Kalknatronfeldspat hervorgehen.

Südlich vom Workotsch bilden Reste eines Bergsturzes ein Haufwerk von Felsblöcken, welche aus Nephelinbasanit bestehen. Das Gestein wittert leicht an. Es ist dann gefleckt, graue und schwarze,

unregelmäßig begrenzte Felder treten auf dem Querbruche hervor. Auch verfließen gleich gefärbte Stellen, so daß die Fläche netzig-geädert erscheint. Bei Lupenbetrachtung lösen sich die grauen Flecke auf in kleine schwarze Körnchen, welche wiederum von grauem Geäder umgeben sind, während die schwarzen Stellen bloß aus dicht gedrängten Anhäufungen schwarzer Körnchen bestehen. Die weitere Untersuchung zeigt, daß die helleren grauen Flecke vorzugsweise aus Feldern von Nephelin und Kalknatronfeldspat bestehen, welche anwittern und dann in lichterer Färbung hervortreten zwischen schwarz bleibenden Aggregaten von Augit und Magnetit. Es ist im Gesteine eine grobe Koagulationsstruktur vorhanden, die sich beim angewitterten Gesteine schon dem bloßen Auge kundgibt. Dieses Gestein ist den Einflüssen der Witterung gegenüber ebensowenig widerstandsfähig wie die in Westdeutschland „Sonnenbrenner" genannten Basalte.

Das Material für den Bergsturz entstammt der steilen Tallehne, welche sich westlich des Bergsturzes erhebt. An dieser steht das gleiche Gestein bei 360 *m* über einer 20 *m* mächtigen Lage von Aschentuff an. Außer diesem Ort tritt Nephelinbasanit noch an folgenden Stellen im Kartengebiete auf: Als Gang mit nordnordwestlichen Streichen im Preßberg bei 290 *m*; als Decke bei 330—340 *m* im südlichen Teile des Schanzberges; bei 288 *m* südöstlich Ziebernik, mit kugeliger Absonderung; an einem kleinen Kegel bei 340 *m* südlich Leinisch; bei 240 *m* am Wege von Aussig zur Humboldtshöhe, die unterste Decke des Gerichtsberges bildend; am Gipfel des Glaber bei Sign. 508 *m*; im Tiergarten nördlich des Glaber bei Sign. 485 *m*; nördlich vom vorigen bei 502 *m* und endlich bei 460 *m* westlich vom Glaber.

Leuzitbasanit [Blf].

Eigentliche Leuzitbasalte fehlen dem Kartengebiete. Nur Leuzitbasanit tritt am Südrande des Kartengebietes in der Umgebung des Glaber auf. Der Körper von Nephelinbasanit, welcher den Gipfel des Glaber aufbaut, ruht nämlich auf Leuzitbasanit, auch westlich des Glaber in der Umgebung des Sign. 452 *m* tritt Leuzitbasanit auf. Der erstgenannte Gesteinskörper ist dicht, schwarz und arm an Olivin. Der zweite Gesteinskörper, westlich vom Glaber, hingegen enthält zahlreiche Ausscheidlinge von Olivin, auch von Augit und Magnetit in einer grauschwarzen, dichten Grundmasse. Das Gestein

ist ferner reich an Einschlüssen eines Augitgranit. Manche dieser Einschlüsse sind vom leuzitbasanitischen Magma bis auf ganz geringe Reste resorbiert worden.

Die Gesteinskörper von Nephelin- und Leuzitbasanit sind wegen des basaltartigen Habitus ihrer Gesteine im Anschluß an die Basalte beschrieben und auf der Karte auch mit basaltischer Grundfarbe bezeichnet worden.

Exogene Kontaktwirkungen der Basalte sind trotz der zahlreichen Basaltkörper im Kartengebiete nicht häufig zu beobachten. Kontaktwirkung untergeordneten Grades hat der Basaltgang des Workotsch auf die von ihm durchsetzten Tonmergel und Tertiärsande ausgeübt. Doch erreichte die Kontaktwirkung daselbst weder eine höhere Intensität noch eine größere Ausdehnung. Obendrein wird die Beobachtung der Kontaktverhältnisse dadurch erschwert, daß sich gerade die metamorphen Teile am Workotsch in einem stark verwitterten Zustande befinden. Einen höheren Grad der Kontaktwirkung haben im oligozänen Sande hervorgerufen der Schlot von Feldspatbasalt bei Sign. 236 *m* südwestlich des Preßberges, südöstlich vom Dorfe Schreckenstein, und ein Gang von Feldspatbasalt an der Birnayerstraße südlich des letztgenannten Dorfes bei 160 *m* südwestlich des soeben genannten Schlotes. Auf der Karte ist der 1—2 *m* mächtige, NS. streichende, nach Ost verflächende Basaltgang nicht verzeichnet.

Der schwach tonige Sand ist im Kontakt mit dem Basalt an der Birnayerstraße in ein festes dichtes Gestein von graugelber Färbung mit dunkelbraunen Flecken und dunkelgrauen Schlieren verwandelt. Bei der mikroskopischen Untersuchung erkennt man zahlreiche abgerundete Quarzkörner, welche in ein farbloses Glas eingebettet sind. Im Glase liegen höchst ungleichmäßig verteilt kleine farblose Kordieritkrystalle, sehr zahlreiche feine, farblose Nädelchen (wahrscheinlich Sillimanit), winzig kleine braune Körnchen und größere unregelmäßig begrenzte, grünlich gefärbte Felder von Zersetzungsprodukten unbekannter Herkunft.

Stärker umgewandelt ist der Sand im Kontakt mit dem basaltischen Schlot, dessen Lage oben beschrieben wurde. Man findet am Basaltkontakt ein schwarzes, hartes Gestein mit schwach glänzendem Bruch. Schon das bloße Auge erkennt Quarzkörnchen, welche sich

von der schwarzen Grundmasse abheben. Diese gibt sich im Dünnschliffe bei stärkerer Vergrößerung als ein braunes bis farbloses Glas zu erkennen, in welchem viele große Kordieritkrystalle, dann ungemein zahlreiche, kleine Kryställchen schwarzgrüner Spinelliden dicht gedrängt liegen. Außerdem bemerkt man kleine, kurze Säulchen von schwarzbrauner Färbung, die wohl einem Eisenerz angehören. Die Spinellkryställchen liegen derart dicht aneinander, daß sie bei schwacher Vergrößerung in ihrer Gesamtheit als zusammenhängendes schwarzes Geäder zwischen den Kordieritkrystallen und den Quarzkörnern erscheinen. Erst bei stärkerer Vergrößerung erkennt man die einzelnen Kryställchen.

Der im Basaltkontakt umgewandelte Sand enthält außer Quarzkörnern und Blättchen von Kaliglimmer stets noch Beimengungen von tonigen Teilen. Diese lieferten das für die Kordieritbildung nötige Aluminium.

Basalttuff [o Ba T].

Mit den Basaltkörpern treten im ganzen Kartengebiete Basalttuffe auf. Besonders im Liegenden der großen Basaltdecken schieben sich Lagen von Tuffen ein zwischen die älteren Sande und die überlagernden Basaltdecken. Diese Verhältnisse kann man an den Gehängen des Elbtales gut sehen, so in der Umgebung des Workotsch und von da nach Norden, östlich der Burg Schreckenstein, am Südabfall des Preßberges u. a. a. O. Es werden bisweilen auch jüngere Basaltdecken von älteren durch zwischenlagernde Basalttuffe getrennt. Über die Lagerungsverhältnisse und über die Mächtigkeit der Tufflagen geben die Fig. 5—10 auf pag. 333 und 334 und die Karte selbst entsprechenden Aufschluß.

Die Basalttuffe besitzen ein recht verschiedenes Aussehen, es kommen im Gebiete feinkörnige Aschentuffe, gröbere Sand- und Brockentuffe vor. Ihre Färbung ist verschiedentlich braun, gelbbraun bis graubraun oder grünlich- bis bräunlichgrau. Auf den Kluftflächen veranlassen häufig manganreiche Ausscheidungen dunkelbraune Färbung. Sobald die Tuffe nennenswerte Mengen von Quarzkörnern enthalten, stellt sich in der Regel eine deutliche Schichtung ein, andere Tuffe sind fast ungeschichtet.

Bezüglich ihrer Zusammensetzung soll folgendes bemerkt werden. Am Aufbau aller Tuffe beteiligen sich Bröckchen von glasreichem Basalt, Krystalle oder Krystalltrümmer von Hornblende, Augit, Magnesia-

glimmer, Olivin, Magnetit, hie und da ein Plagioklas, ferner Bröckchen von braunem Basaltglas und häufig Quarzkörner. Diese Gemengteile können verschiedene Größen besitzen. In der Regel heben sich bei mikroskopischer Untersuchung größere Gemengteile von einer Art Grundmasse ab, die aus einem aschenartigen, dichten Gemenge viel kleinerer Bestandteile gleicher Art besteht. Die größeren Teile sind verhältnismäßig frisch erhalten, während die feineren häufig recht tiefgreifende Zersetzung erfahren haben. Die Zersetzungsprodukte (Karbonate, amorphe Eisenhydroxyde, Aluminiumhydroxyde, tonartige und zeolithische Substanzen, selten Chalcedon) bilden einen Kitt zwischen den noch unzersetzten Gemengteilen.

Aus den Tuffen, welche reich sind an größeren Krystallen von Hornblende und Augit, wittern diese Minerale leicht heraus und häufen sich oberflächlich an. Bisweilen findet durch die Niederschlagswässer ein natürliches Schlemmen dieser Krystalle statt. So sieht man am Fahrwege von Doppitz nach Leinisch bei 340 *m* ganze Lagen schwarzen Sandes, welcher fast zur Gänze aus größeren und kleineren Augit- und Hornblendekrystallen besteht, die aus dem daselbst anstehenden Tuffe ausgewaschen sind. Auch der Basalttuff, welcher östlich von Kosten am Waldrande bei 190 *m* schön aufgeschlossen ist, liefert hübsche Krystalle von Augit und Magnesiaglimmer.

Bei der gänzlichen Verwitterung liefern die Tuffe in der Regel einen nährstoffreichen Lehmboden, bisweilen aber einen bräunlichgrauen schweren Lettenboden.

Tephrittuff [oBT].

Tephrittuffe verbreiten sich insbesondere im nördlichen Teile des Kartengebietes: 1. Nördlich von Seesitz. 2. Auf den Höhen des Brand. 3. Am Johannisfeuer nordwestlich von Aussig. 4. In besonders großer Ausdehnung und Mächtigkeit am Strisowitzer Berge, an der neu angelegten Straße von Kleische gegen Strisowitz sehr schön aufgeschlossen. 5. Bei St. Laurenz südöstlich von Böhm.-Neudörfel. 6. Im südwestlichen Teile des Gebietes westlich Kosten an der Rabenay. 7. Am Kegel der Wostray im südöstlichen Gebietsteile, auf der Westseite des Berges bis 430 *m* herabreichend.

Es treten an den genannten Orten Aschen-, Sand- und Brockentuffe auf. Ihre Farben sind vorherrschend braun oder grau, die Brockentuffe können aber auch recht bunt gefärbt sein. Aschen- und

Sandtuffe pflegen eine Schichtung zu besitzen (Ostseite des Strisowitzer Berges), die groben Brockentuffe nur eine undeutliche Bankung. Häufig umschließen die Tephrittuffe größere und kleinere Blöcke verschiedener Tephritgesteine (Leuzit- oder Nephelintephrit, Hauyn-, Sodalith- und Glastephrit).

Alle Tephrittuffe des Gebietes befinden sich in einem vorgeschrittenen Zustande der Verwitterung. Sie liefern überall einen lockeren, tiefgründigen, warmen, dunkelgefärbten Lehmboden, welcher, reich an mineralischen Pflanzennährstoffen, die auf ihm stehenden Gewächse gut nährt, bei stärker geneigter Oberfläche einen vortrefflichen Waldboden, bei flacher Neigung seiner Oberfläche einen vorzüglichen Ackergrund liefert.

Sodalithsyenit [Ss].

Östlich des Berthagrundes, welcher sich vom Stadtteile Dulce in Aussig in nördlicher Richtung bis gegen Ziebernik erstreckt, tritt ein mittel- bis feinkörniges Gestein in Form eines Stockes auf, welches bei holokrystallinem Gefüge aus den mineralischen Gemengteilen des Sodalithsyenit besteht. Obwohl der Habitus des Gesteins etwas vom Sodalithsyenit des Schloßberges bei Groß-Priesen abweicht, wurde es doch mit dieser Felsart vereint.

Das im allgemeinen grau gefärbte Gestein besitzt zumeist eine rauhe Bruchfläche, vereinzelt treten Augit-, Hornblende- und Feldspatkrystalle porphyrisch aus der feinkörnigen Grundmasse hervor. Blasenräume sind mit Analcim ausgekleidet.

Die mikroskopische Untersuchung läßt ab und zu braune, randlich korrodierte Hornblendekrystalle, seegrünen Augit, kleine Magnetitkörnchen und reichlich Balken und Leisten von Alkalifeldspat, vereinzelt Täfelchen von Kalknatronfeldspat mit Rändern von Alkalifeldspat und Krystalle eines zersetzten Minerals der Sodalithgruppe erkennen. Auch die Lücken und Zwickel zwischen den Feldspäten und den übrigen Gemengteilen werden gleichfalls von einem Sodalithmineral erfüllt. In untergeordneter Menge treten Titanit und große Apatitkrystalle auf. Kleine Hohlräume sind mit Analcim und mit Calcit ausgekleidet.

Der nördliche Teil dieses Sodalithsyenitkörpers zeigt südöstlich der Basaltkuppe, welche mit Sig. 303 *m* (Ziebernik Ost) bezeichnet ist, auffallende sphärische Struktur: aus dem hellgrau gefärbten

Gestein wittern kirschgroße Kugeln von dunkelgrauer Färbung aus. Am genannten Orte kann man auf den Feldern zahlreiche solche Kugeln lose in der Ackerkrume finden. Die eingehendere Untersuchung der Kugeln ergibt keine wesentlichen Unterschiede gegenüber dem normalen Gestein. Irgend eine zentrische Anordnung der Gemengteile ist in den Kugeln nicht bemerkbar. Die gleichen Bestandteile in der gleichen Anordnung bauen Kugeln und umgebendes Gestein auf. Nur erscheinen in den Kugeln die gefärbten Gemengteile (Augit und Magnetit) in größerer Menge, auch erreichen die Augitkrystalle bedeutendere Größe und die Sodalithe sind etwas frischer.

Außer diesem Sodalithsyenitstock finden sich in den Tephrittuffen des Strisowitzer Berges, am Johannisfeuer u. a. O. Auswurfsblöcke von Sodalithsyenit. Das Gestein dieser Blöcke zeigt durchwegs porphyrische Struktur: Krystalle von Augit und Feldspattafeln sind in grauer, feinkörniger Grundmasse eingebettet. Diese besteht aus einem holokrystallinen Gemenge der Sodalithsyenitminerale.

Trachydolerite (Sodalithtephrit [Ts] und Hauyntephrit [Th]).

Sodalithtephrit tritt im Kartengebiete gangförmig auf im oligozänen Sande bei 220—240 *m* nordöstlich vom Marienberge. Das Gestein ist ein normaler, dunkelgrauer, phonolithischer Sodalithtephrit. Außerdem finden sich in den Tephrittuffen allerorts Auswurfsblöcke sowohl von basaltischen als auch von phonolithischen Sodalithtephriten und Hauyntephriten.

Hauyntephrit findet sich ferner, wie es scheint, als kuchenförmiger Oberflächenerguß am Gipfel des Strisowitzer Berges in der Umgebung des mit Sig. 341 *m* bezeichneten Triangulierungspunktes. Seine größte Mächtigkeit dürfte etwas über 30 *m* betragen. Das Gestein zeigt wie viele andere Trachydolerite im böhmischen Mittelgebirge eine grob-zentrische Absonderung. Dabei ist der Gesteinskörper in schmale Säulen zerlegt, die gruppenweise von bestimmten Punkten radial ausstrahlen, so daß der ganze Gesteinskörper in große, kugelige Gebilde von mehreren Metern Durchmesser zerfällt. Jede Kugel besteht aus einer Gruppe radial gestellter Säulchen und obendrein zerfällt sie in einzelne Schalen, die durch Absonderungsflächen, welche der Kugeloberfläche parallel verlaufen, von einander getrennt werden. Das schwarzgraue Gestein besitzt außerdem eine heller gefärbte,

3 *m* mächtige Oberflächenfazies, die in ganz dünne Platten parallel der Oberfläche des Gesteinskörpers sich auflöst. Die Platten zerfallen wieder nach Klüften senkrecht zu ihrer Längserstreckung in würfelige Stücke, deren äußere Teile bei der Verwitterung sich kugelschalig loslösen, so daß kleine, kugelige Gebilde sich ergeben.

Im übrigen ist das Gestein dicht, nur vereinzelte kleine Augit- und Hornblendekrystalle treten als ältere Ausscheidlinge hervor. Die mikroskopische Untersuchung läßt schwammig-korrodierte Hornblendekrystalle (ohne Augit- und Opazitkränze) erkennen, welche in einem an Augit recht reichen, sonst aber aus den gewöhnlichen Mineralen der Hauyntephrite bestehenden Mineralgewebe eingebettet liegen. Die Hauynkrystalle sind derart reich an Einschlüssen, daß sie dunkelviolett oder dunkelbraun, ja mitunter fast schwarz erscheinen.

Der Gesteinskörper ist durch mehrere Schotterbrüche aufgeschlossen. Nach der Verwitterung liefert dieser Hauyntephrit einen bräunlichgrauen, lockeren und warmen, nährstoffreichen Lehmboden.

Leuzittephrit [Tl].

Gesteine dieser Familie finden sich vorzugsweise im Nordosten des Gebietes. Allda bestehen die Höhen des Brand, wie schon erwähnt, aus einem System von Tephrittuffen mit eingeschalteten Decken von Leuzittephrit. Das tephritische System ruht auf Basalten. Entlang des Rückens des großen Brand haben sich bei 450 *m* Reste einer Decke von Leuzittephrit erhalten. Auch der 400 *m* erreichende Gipfel des kleinen Brand, welcher einen Aussichtsturm trägt, ist durch Reste einer Leuzittephritdecke ausgezeichnet. Diese Decke tritt auch am Rücken nordwestlich des Kl. Brand in gleicher Höhe (400 *m*) auf. Unter der Gipfeldecke des Kl. Brand, von ihr durch eine Lage von Tephrittuff getrennt, kommt von 370 *m* bis 380 *m* eine weitere Decke des gleichen Gesteins vor, welche in nordwestlicher Richtung sich weithin bis nördlich der Ortschaft Gatschken verfolgen läßt. Das durch größere Ausscheidlinge von Magnesiaglimmer und von Augit ausgezeichnete Gestein enthält auf der Ostseite des Kl. Brand bei 380 *m* nicht selten Einschlüsse eines augitführenden Granits. Ferner tritt auf der Ostseite des Gr. Brand bei 375—390 *m* eine Leuzittephritdecke auf, welche nördlich vom Dorfe Doppitz bis zum Nordrande des Gebietes reicht. Das Gestein dieser Decke enthält einzelne große Olivinkrystalle. Auch

besteht Tauches Kuppe, Sign. 408 *m* südöstlich Seesitz, wohl vorzugsweise aus Leuzittephrit, wenn auch Blöcke von Nephelintephrit zerstreut auf der Kuppe angetroffen werden. Ein kleiner gangförmiger Körper von glasreichem Leuzittephrit ist nordwestlich von Kleische bei 218 *m* am Ostrande der Tephrittuffe des Strisowitzer Berges durch den Bau der neuen Straße von Kleische gegen Strisowitz angeschnitten worden. Leuzittephrit findet sich außerdem auf der Westseite der Hohen Wostray bei 430—440 *m*. Ferner durchsetzt ein tephritischer Gang den Tephrittuff dieses Bergkegels. Dieser Gang streicht ONO. und ist in einer Mächtigkeit von 20 *m* von 550 *m* der Ostseite der Hohen Wostray über den Gipfel des Berges (585 *m*) bis an die Westseite verfolgbar, wo er, in mehrere Gänge von etwa 5 *m* Mächtigkeit aufgelöst, noch bei 480 *m*, 475 *m* und 470 *m* im Tephrittuff auftritt. Das Gestein dieses Ganges ist nicht allenthalben in gleicher Weise entwickelt. Auf der Ostseite besitzt das Gestein durchwegs den Charakter eines Leuzittephrits: Ausscheidlinge von zahlreichen Augitkrystallen und schwammig korrodierten Hornblenden liegen in einer schwarzen dichten Grundmasse porphyrisch eingebettet; die Grundmasse besteht aus den gewöhnlichen Gemengteilen der Leuzittephrite mit zahlreichen Leuziten und relativ wenig Plagioklasleisten. Gegen den Gipfel der Wostray zu verschwindet der Leuzit, Plagioklas wird äußerst selten, braunes Glas stellt sich sehr reichlich ein, so daß das Gestein ein Glastephrit (Augitit) wird. Auf der Westseite bei 480—470 *m*, 100 *m* unter dem Gipfel, tritt in den verschmälerten Gängen Leuzit und Plagioklas vereinzelt wieder auf, so reichlich wie auf der Ostseite bei 550 *m* Meereshöhe erscheinen diese Minerale jedoch nicht. Zu den porphyrischen Ausscheidlingen von Augit treten auf der Westseite noch solche von Rubellan und Hornblende. Auch Eisenkies ist gar nicht selten vorhanden. Auf der Ostseite und am Gipfel der Wostray zeigt der allda bis 20 *m* anschwellende Gang eine unregelmäßig säulenförmige Absonderung mit Horizontalstellung der Säulen.

Man hat diesen Gang als Ursache anzusehen für die Erhaltung beziehungsweise Entstehung des Bergkegels der Wostray, da bei der allgemeinen Denudation der weiche Tephrittuff des Kegels durch den harten Gang vor dem Abtrag geschützt worden ist.

Die Felsen am Gipfel des Berges beeinflussen die Magnetnadel sehr kräftig.

Blöcke von Leuzittephrit finden sich ferner allenthalben in den tephritischen Tuffen des Kartengebietes, so auf der Ostseite der Rabenay westlich Kosten, bei St. Laurenz und am Strisowitzer Berge, am Johannisfeuer und am Brand.

Die Decken von Leuzittephrit sind in ihren Hauptteilen normal ausgebildet, die Randteile zeigen sich häufig reich an Blasenräumen, welche mit Zeloithkrusten (am häufigsten Phillipsit) und mit Calcit ausgekleidet sind.

Nephelintephrit [Tn].

Schwarzgraue oder schwarze, dichte, seltener durch kleine Ausscheidlinge von Augit und Magnetit porphyrische Gesteine. Nur von folgenden Punkten des Gebietes bekannt geworden: 1. Bei 400 *m* westlich Neudörfel. 2. Bei 360 *m* entlang des rechten Gehänges des Elbtales an der Südgrenze des Kartenblattes. 3. Bei 410—420 *m* östlich von Seesitz. 4. Einzelne Blöcke auf Tauches Kuppe bei Sign. 408 *m*, Seesitz Süd.

Kamptonitische Ganggesteine [C].

Drei Gesteinsgänge des Kartengebietes wurden als kamptonitische Ganggesteine bezeichnet, obwohl ihre Ausbildung von den mit dem gleichen Namen belegten Gesteinen der Umgebungen von Rongstock und Großpriesen etwas abweicht. Die drei Gänge sind:

1. Der Uhustein, ein mauerartig aus Basalt auf der Südseite des Preßberges bei 360 *m* emporragender, isolierter Fels von etwa 25 *m* Höhe. Dieser Gang ist 2—3 *m* mächtig und streicht OW. Von der Lehne des Berges hebt er sich, weithin sichtbar, topographisch scharf ab. Sein Gestein erscheint feinkörnig, dunkelgrau bis grauschwarz gefärbt. Es ist als Augit-Monchiquit zu bezeichnen, da es sich aus lederfarbenem basaltischen Augit, Magnetit, breiten Leisten von Kalknatronfeldspat (etwa $Ab_5 An_3$ — $Ab_4 An_3$) und einer braungelben Glasbasis aufbaut. Kleine, rötlich gefärbte, isotrope Kryställchen von schwacher Lichtbrechung spicken die Feldspatleisten und treten auch in etwas größeren Dimensionen ab und zu in der Glasbasis auf, sie sind wohl als Sodalith anzusprechen. Hie und da stellt sich Analcim in der Grundmasse ein. Kleine Blasenräume sind mit Zeolithen und Karbonaten erfüllt.

2. Am Schanzberge bei 370 *m* östlich der Ruine Schreckenstein im schlackigen Nephelinbasalt ein 1 *m* mächtiger Gang mit

OON.-Streichen. Sein Gestein ist wie das vom Uhustein auch als Augit-Monchiquit anzusehen. Es besteht aus den gleichen Gemengteilen; außer Augitsäulchen treten auch vereinzelt Hornblendenadeln auf.

3. Östlich von diesem Gange findet sich näher dem Dorfe Neudörfel ein dritter Gang bei 365 *m*. Dieser tritt mauerartig aus dem Schlackenbasalt, welcher ihn umgibt, hervor. Er streicht NO. und erreicht etwa 1 *m* Mächtigkeit. Sein Gestein ist säulig abgesondert, die Säulen liegen horizontal, senkrecht zur Richtung des Gangstreichens. Auch dieses Gestein kann noch als Augit-Monchiquit bezeichnet werden, obwohl es vom Gestein der früheren Gänge wesentlich abweicht, insbesondere dadurch, daß es nur aus Augitsäulchen, Magnetitkörnchen und viel Glasbasis besteht. Feldspat oder verwandte Minerale und Olivin fehlen. An manchen Stellen des Gesteins treten anstatt Augit braune Hornblendesäulchen auf. Die Gesteinsausbildung dieses Ganges nähert sich im allgemeinen der basaltischen.

Trotz der großen Entfernung wird man diese Ganggesteine wahrscheinlich doch noch zum Ganggefolge der Tiefengesteinsstöcke der Umgebungen von Großpriesen und Rongstock als weitreichende Ausstrahlungen zählen müssen.

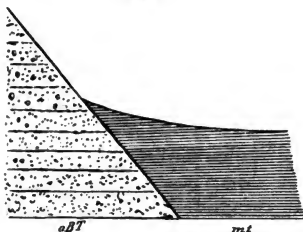
3. Miozän.

Von den miozänen Ablagerungen des Kartengebietes, welche etwa den vierten Teil der Oberfläche bedecken, sind nur die oberen Gebilde des ganzen Systems bekannt. Das sind lettige, graue oder bräunlichgraue Tone (mt) und ein nahezu 14 *m* mächtiges Braunkohlenflötz (mk). Die unter dem Flötz vorhandenen Liegendschichten sind fast unbekannt. Die miozänen Gebilde stellen die in unserem Gebietsteile zur Ablagerung gelangten Sedimente des jüngeren tertiären Süßwasserbeckens von Nordböhmen dar. Diese ragen von Westen her ins Kartengebiet herein und erreichen bei Aussig die Ostgrenze ihrer Verbreitung. Ihr geologisches Alter konnte nicht bestimmt werden auf Grund von Tatsachen, welche im Kartengebiete festgestellt worden wären. Vielmehr ergab sich die geologische Stellung aus dem ununterbrochenen Zusammenhang unserer Ablagerungen mit den übrigen Miozängebilden des jüngeren Teplitzer Tertiärbeckens außerhalb des

Kartengebietes, für welche insbesonders durch die Fauna von Skyritz ein miozänes Alter festgestellt worden ist.

Am Westrande des Kartengebietes sind die Miozänablagerungen zwischen Schönfeld und Herbitz bis zur Mächtigkeit von rund 100 *m* erschlossen, ohne daß deren Liegendes bekannt geworden wäre. Ihre Lagerung ist beckenförmig. Die am Beckenrande auskeilenden Schichten schmiegen sich den oligozänen Eruptivgebilden und dislozierten Sedimenten diskordant an. Vgl. Fig. 2 auf pag. 317 und nebenstehende Fig. 12.

Fig. 12



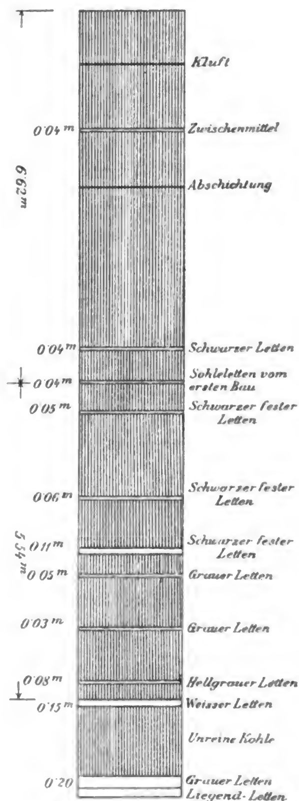
Verband von Tephrittuff *(oBT)* mit miozänem Ton *(mt)* am Ostabhange des Strisowitzer Berges westlich von Kleische.

B r a u n k o h l e n f l ö t z. Im Gegensatz zu den schwachen oligozänen Lignitflötzen, welche zwischen Seesitz und Leinisch in Verbindung mit Basalttuffen auftreten, enthalten die miozänen Ablagerungen des Kartengebietes ein mächtiges Flötz von vorzüglicher Braunkohle.

Das Braunkohlenflötz wird gegenwärtig am Albert-Schachte und am Elisabeth-Schachte westlich Türmitz abgebaut. Es erreicht daselbst eine Mächtigkeit von 13·41 *m*. Durch einige Klüfte und ganz schwache Zwischenmittel zerfällt das Flötz in mehrere Abteilungen, wie nebenstehendes, von Herrn Oberingenieur Anton M o h r freundlichst mitgeteilte Flötzprofil des Albert-Schachtes zeigt (Fig. 13).

Am Albert-Schacht lagert das Kohlenflötz bei 130—116 *m* Seehöhe, bedeckt von rund 40 *m* Hangend-Tonen. Vom Albert-Schachte verbreitet sich das Flötz über das ganze Miozänbecken. Im Becken-Tiefsten lagert es in ziemlich gleicher Seehöhe wie am Albert-Schachte, gegen die Ränder des Beckens steigt es an, so daß es nordwestlich

Fig. 13.

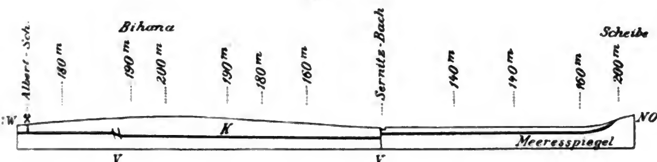


Flötzprofil, Albert-Schacht. Maßstab: 1 : 100.

von Prödlitz mit seiner Hangendoberfläche schon bis etwa 150 m Seehöhe, bedeckt von kaum 10 m mächtigen Hangendschichten, reicht. Südlich von Schönfeld beißt das Kohlenflötz am Westrande des Karten-

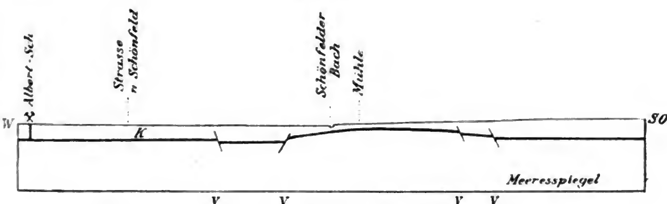
blattes bei 210 *m* zutage aus, desgleichen am Westabhange der Scheibe südlich Kleische bei 200 *m* Seehöhe. Am Ausbiß ist die Kohle teils erdig, teils blätterig. Unmittelbar über dem Flötz liegen am Flötzausbisse entlang des Westrandes des Aussiger Friedhofes Knollen von in Brauneisenstein umgewandeltem Sphärosiderit. Die Lagerungsverhältnisse des Flötzes sollen durch die Profile Fig. 14 bis 15 dargestellt werden. Das Profil I in Fig. 14 verläuft durch

Fig. 14.



Profil vom Albert-Schachte in ostnordöstlicher Richtung zur Scheibe südlich Kleische. Maßstab: 1 : 25.000. *K* Kohlenflötz; *V* Verwerfungen.

Fig. 15.



Profil vom Albert-Schachte in der Richtung nach SO. Maßstab: 1 : 10.000. *K* Kohlenflötz; *V* Verwerfungen.

den Albert-Schacht in nordöstlicher Richtung über die Bihana und Prödlitz gegen Kleische, Profil II in Fig. 15 steht nahezu senkrecht auf Profil I und verläuft vom Albert Schacht in südöstlicher Richtung.

Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Kohlenflötzes im Grubenreviere des Albert-Schachtes in genannten Profilen beruht gleichfalls auf den Mitteilungen des Herrn Oberingenieurs A. Mohr.

Im gesamten Anteile des Miozänbeckens, welcher auf der Karte zur Darstellung gelangte, sind als Hangendschichten über dem Kohlen-

flötze bloß die oben bereits genannten grauen oder bräunlichgrauen lettigen Tone bekannt geworden. Ihre Mächtigkeit wechselt. Unter der Bihana erreichen sie etwa 90 *m*, an anderen Orten sind sie bedeutend schwächer infolge stattgefundenen Abtrags.

Kohlenbrandgesteine (mtβ). Zu den interessantesten Gebilden im Bereiche der miozänen Ablagerungen gehören diejenigen Gesteine, welche aus den lettigen Tonen und Sphärosideriten beim Brande benachbarter Kohlenflötze hervorgegangen sind. Durch sie wird die Eintönigkeit der Miozängebilde unterbrochen. An zwei Orten treten Kohlenbrandgesteine im Kartengebiete in gleicher Weise auf; im Orte Kleische und in Gestalt eines langen Streifens südöstlich von Böhmisch-Neudörfel bis gegen St. Laurenz. Letzteres Vorkommen ist durch Schottergruben gut aufgeschlossen.

a) Die miozänen Tone sind an beiden Orten zumeist in ziegelrote oder gelbe bis rotgelbe, seltener violette, harte Scherben gebrannt, welche entweder dicht gepackt übereinander lagern oder zu Haufwerken mit teilweiser Sinterung zusammengebacken sind. Häufig erscheint der gebrannte Ton aufgelockert. Zwischen den roten Scherben, die gewöhnlich eine rauhe Bruchfläche besitzen, gewahrt man in Form von gangartigen Streifen und Durchsetzungen dunkelblau, dunkelviolett bis schwarz gefärbte Stellen, an denen der Ton geschmolzen war. Dabei ist mitunter ein so hoher Grad von Dünnflüssigkeit erreicht worden, daß das Geschmolzene in die Hohlräume zwischen den benachbarten ungeschmolzenen Tonscherben geflossen und in Gestalt von Fladen, Zapfen oder Tropfen erstarrt ist. Diese geflossenen Tone sind im Bruche schlackig-porös, oberflächlich mitunter glänzend. Stellenweise werden die Oberflächenformen von Fladen-Lava täuschend nachgebildet. Man glaubt beim ersten Anblick dieser Gebilde basaltische Gesteinsgänge vor sich zu haben.

Nur an wenigen Orten, z. B. am Südwestrande des Kohlenbrandes von Kleische an der Stelle, wo ein Gemeindebrunnen neben dem Wege nach Prödlitz angelegt worden ist, findet sich perlgrauer, stark fettglänzender „Porzellanjaspis".

Die gebrannten Tone von roter, gelber oder braungelber Färbung lassen bei der Untersuchung ihrer Dünnschliffe bloß einzelne Quarzkörnchen erkennen, welche in einer vollständig amorphen und trüben, undurchsichtigen Grundsubstanz eingebettet liegen. Ganz andere Bilder bieten bei der mikroskopischen Untersuchung die schwarzen,

geflossenen Kohlenbrandgesteine. Dieselben bestehen entweder vorzugsweise aus trüben, einschlußreichen Krystallen von Cordierit, Spinelliden und stabförmigen Eisenerzen, alles durch Glas verbunden, oder die Gesteine setzen sich zusammen aus zahlreichen Magnetitkrystallen, gelbem, unregelmäßig xenomorph begrenztem Augit, Leisten von Anorthit, Cordieritkörnern und farblosem Glas. Die letztere Zusammensetzung kommt insbesondere den schlackig-porösen Kohlenbrandgesteinen zu. In der erstgenannten Art dieser Gesteinsausbildung sind die Cordieritkrystalle oft recht trübe. Außer den als Eisenerze gedeuteten undurchsichtigen stabförmigen Gebilden treten dann noch unbestimmbare kleine braune Nadeln von schwacher Doppelbrechung und farblose Nädelchen mit stärkerer Lichtbrechung auf. Beiderlei Nadeln ordnen sich gern rosettenförmig. Die farblosen Nadeln dürften dem Sillimanit[1]) angehören.

Blau gefärbte Anflüge und verschiedene in den Klüften auftretende Krystallnädelchen sind wohl als Sublimationsprodukte, vorzugsweise von Eisenphosphaten, anzusehen.

Das Vorkommen von Cordierit, Anorthit und braungelbem Augit in den Kohlenbrandgesteinen verrät einen entsprechenden Gehalt an Ca und Mg im ursprünglichen Braunkohlenton. Eine Untersuchung des chemischen und mineralischen Bestandes der lettigen Tone wird später vorgenommen werden.

Porzellanjaspis stellt auch in dünnsten Lamellen ein vollständig homogenes, undurchsichtiges Sinterungsgebilde von Braunkohlenton dar, perlgrau gefärbt, mit starkem Fettglanz. Infolge des Sinterungsprozesses sind Risse entstanden, auf deren Flächen ziegelrote Anflüge bemerkt werden.

b) Die Sphärosiderite sind in rotbraune, strahlig-stengelig abgesonderte Massen von tonigem Roteisenstein umgewandelt. Die einzelnen Stengel erreichen selten einen größeren Querdurchmesser als 2—3 *mm* bei 10—12 *cm* Länge. Ihr Querschnitt ist unregelmäßig 4—5seitig. Nicht selten sind die Seitenflächen abgerundet.

Solche stengelige Toneisensteine fanden sich neben dem Wege südlich des Meierhofes in Kleische.

---

[1]) Man vgl. diesbezüglich Zirkel, Lehrb. d. Petrographie, 2. Aufl., I, 603 und Bücking, Cordierit von Nord-Celebes und aus den sogenannten verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands. Sonderabdruck aus Ber. der Senckenberg. naturf. Gesellschaft in Frankfurt a. M., 1900, pag. 11.

Über die Zeit der Entstehung der Kohlenbrandgesteine des Kartengebietes konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden. Wohl aber ist während der Aufnahmsarbeiten für Blatt Hertine-Teplitz (Sommer 1903) festgestellt worden, daß Kohlenbrandgesteine der Umgebung von Hertine jünger als altdiluvial sein müssen, weil die altdiluvialen Schotter, welche die Kohlenbrandgesteine alldort überlagern, gleichfalls gebrannt worden sind. Wahrscheinlich begannen die meisten Kohlenbrände zur Zeit der großen diluvialen Talerosionen, durch welche die Kohlenflötze teils angeschnitten, teils durch größeren Abtrag der Hangendschichten dem Zutritte von Luft zugänglich gemacht wurden. Eine Verallgemeinerung des für einen Fall festgesetzten Alters auf alle Vorkommnisse von Kohlenbränden ist jedoch nicht statthaft; denn die altdiluvialen Schotter auf der Ferdinandshöhe bei Aussig enthalten bereits Geschiebe von roten Kohlenbrandgesteinen, welche von Kohlenbränden stammen müssen, die während des Altdiluviums, wahrscheinlich aber noch früher stattfanden.

III. Diluvium.

Diluviale Gebilde erlangen im Kartengebiete eine beträchtliche Ausdehnung und recht mannigfaltige Entwicklung. Da sie an mehreren Orten auch eine größere Mächtigkeit besitzen, so kommt ihnen eine gewisse Bedeutung unter den geologischen Vorkommnissen des Kartengebietes zu.

Die Diluvialgebilde im Gebiete sind: *A.* Flußanschwemmungen. *B.* Äolische Bildungen und deren Umlagerungsprodukte.

A. Flußanschwemmungen.

Schon in ältester Diluvialzeit durchfloß ein wasserreicher Strom unser Gebiet. Er scheint von Westen her ins Gebiet eingetreten zu sein. Seine Ablagerungen von weit hergeführten Quarzgeschieben finden sich bis zu 330 *m* Seehöhe, 200 *m* über dem heutigen Elbspiegel. Der Nullpunkt des Pegels in der Elbe bei Aussig liegt heute bei 132·7 *m*. Der Fluß sägte allmählich für sein Bett eine tiefere Rinne und legte den Phonolithlakkolith des Marien- und Steinberges bei Aussig bloß. Die Wasser flossen längere Zeit über seinen Scheitel.

In einer folgenden Periode finden wir diesen Lakkolithen durchrissen und das Bett des Hauptflusses und aller Nebenflüsse bedeu-

tend tiefer gelegt, das Hauptflußbett sogar tiefer als das heutige Bett der Elbe. Während dieser mittleren Diluvialzeit wurde auch das Elbbett südlich von Aussig bis an die Gebietsgrenze eingesägt. Von Aussig abwärts folgt die Elbe heute noch der alten Flußrichtung des Altdiluviums von West nach Ost.

In die Anschwemmungen der mittleren diluvialen Zeit wurde im jüngsten Diluvium ein schmales Bett eingerissen und mit Flußanschwemmungen zum Teil erfüllt, welche nur 10—20 *m* über den Elbspiegel von heute, demnach bis etwa 150 *m* Seehöhe reichen.

Darnach unterscheiden wir:

1. Älteste Flußanschwemmungen, von etwa 200—330 *m* Seehöhe, 70—200 *m* über den heutigen Elbspiegel reichend, entstanden vor dem Durchriß des Elbtales zwischen Marienberg und Steinberg.

2. Jüngere Flußanschwemmungen, von etwa 200 *m* Seehöhe, 70 *m* über dem Elbspiegel von heute, bis unter den heutigen Elbspiegel reichend, entstanden während und nach dem Elbedurchriß zwischen Marien- und Steinberg.

3. Jungdiluviale Flußablagerungen, 10—20 *m* über dem heutigen Elbspiegel, bis rund 150 *m* Meereshöhe.

1. Älteste Flußanschwemmungen (Hochterrasse) [d h].

Zu den Flußablagerungen der ältesten Diluvialzeit wurden alle jene unzweifelhaften Anschwemmungen von fließendem Wasser gerechnet, welche im Gebiete zustande gekommen sind vom Beginn der allgemeinen Talerosion im Pleistozän bis zu jenem Zeitpunkte, bei welchem die Talsohle etwa 200 *m* Seehöhe erreichte. Alle Flußanschwemmungen, welche in den Höhen von 330 *m* herab bis etwa 200 *m* sich befinden, wurden hierher gestellt. Die Abgrenzung nach unten ist bis zu einem gewissen Grade willkürlich. Es wurde diese Abgrenzung vorgenommen, um die auf den Höhen des Marien- und Steinberges vorhandenen Schotter, die auf dem Steinberge bis etwa 190 *m* herabreichen, noch zu den Hoch-Schottern zählen zu können. Diese Ablagerungen sind noch zustande gekommen, bevor das Elbtal die bedeutende Tieferlegung erfuhr infolge des Durchrisses der Talrinne zwischen Marienberg und Steinberg.

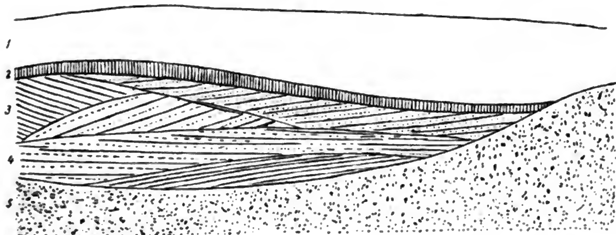
Die höchst gelegenen Ablagerungen dieser Diluvialstufe befinden sich bei 320—330 *m* an der Straße von Ober-Sedlitz nach Kojeditz südlich von Sig. 316 *m*. Dann gehören hierher die einzelnen

Schotterdepots auf den Höhen des Marienberges, des Steinberges und die Sande südöstlich von Ziebernik. Letztere erreichen eine Mächtigkeit von 8 *m*. In ihnen wurde ein Backenzahn von Elephas antiquus Falc. (?) aufgefunden. Die Zieberniker Sande sind grau bis braun gefärbt, feinkörnige Lagen wechseln mit grobkörnigen ab. Die grobkörnigen Lagen bestehen insbesonders aus Geschieben von Quarz, Granit und Quarzit; sehr selten findet man Geschiebe von Basalten und anderen Mittelgebirgsgesteinen. Mitunter treten festere, konglomeratartige Lagen auf, indem die groben Quarzkörner durch braunes, manganreiches, eisenschüssiges Bindemittel verkittet sind. Über den Sanden bei Ziebernik lagert dünn geschichteter sandiger Lehm, 1—2 *m* mächtig. Auch mit den Anschwemmungen auf den Höhen des Marienberges, welche an der nach Ziebernik führenden Straße von 210 *m* an beginnen, treten Lagen von Lehm und Sand in Verbindung. In der Hauptsache aber bestehen die Flußablagerungen des Marienberges aus Basaltblöcken bis über Kopfgröße, Geschieben aus Quarz und Quarziten, Erzgebirgsgneisen und Erzgebirgsgraniten, Teplitzer Quarzporphyr, Kalkmergel und Sandstein; alles eingepackt in braunem Sand. Die Anschwemmungen auf dem niedrigeren Steinberge reichen herab bis unter 190 *m* Seehöhe und gehen allmählich in Ablagerungen jüngeren Alters über. Auch die Flußanschwemmungen am Scheitel des Steinberges bestehen aus großen Basaltblöcken bis 0·7 *m* Durchmesser, kleineren Geschieben von Quarz, welche in überwiegender Menge vorhanden sind, dann von Kieselschiefern, von Quarzit, von Phylliten, Gneisen und Graniten des Erzgebirges. Auch Czernoseker Gneise und Quarzporphyr treten, wenn auch selten, auf.

Recht mächtig (6—10 *m*) sind die älteren Flußanschwemmungen auf der Ferdinandshöhe südlich des Restaurationsgebäudes und westlich davon bei 195—205 *m*, auf der Humboldtshöhe südlich von voriger bei 260—270 *m* und am Gerichtsberge bei 310—320 *m*. Im Jahre 1897 waren die Ablagerungen nächst dem Restaurationsgebäude auf der Ferdinandshöhe durch mehrere Gruben behufs Sand- und Schottergewinnung erschlossen, so daß beistehende Profile aufgenommen werden konnten. (Siehe Fig. 16 und 17.) Zu oberst bemerkte man vorzugsweise Sande mit erbsen-, nuß- bis eigroßen Geschieben von Erzgebirgsgesteinen (Gneise, weiße Quarzite), von Basalten und Erdbrandgesteinen. Zu unterst lagert Grand, bestehend aus großen Blöcken

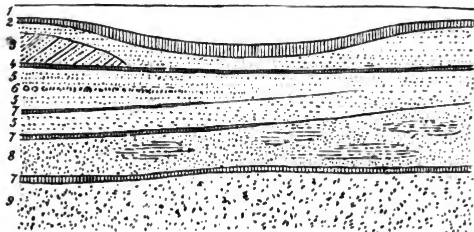
von Phonolith, Gneis und Basalt, diese bis 0·25 *m* im Durchmesser, alles eingepackt in Quarzsand.

Fig. 16.



Gliederung der altdiluvialen Flußanschwemmungen auf dem Plateau der Ferdinandshöhe südlich Aussig bei 205 *m* Seehöhe. Maßstab: 1 : 100. *1* sandiger Lehm; *2* sandiger Ton, grau; *3* und *4* Sand mit Schrägschichtung; *5* Schotter.

Fig. 17.



Gliederung altdiluvialer Flußanschwemmungen auf dem Plateau der Ferdinandshöhe südlich Aussig bei 205 *m* Seehöhe. Nordwand einer Schottergrube. Maßstab: 1 : 100. *1* Sandiger Lehm; *2, 4, 7* grauer sandiger Ton; *3, 5* und *8* brauner, grober Sand, geschichtet und mit Schrägschichtung oder ungeschichtet; *6* und *9* Schotter.

Von den bis jetzt angeführten weicht ein Diluvialgebilde wesentlich ab, welches nördlich der Schlucht, die den Marienberg-Phonolith im Nordwesten begrenzt, bei 220 *m* ansteht. Es ist dies

ein dünngeschichteter, glimmerreicher feiner Sand von ockerbrauner Farbe. In ihm treten 2—20 *cm* mächtige Schmitzen von groben Geschieben auf, welche den Hochterrassen-Granden ganz ähnlich aussehen und vorzugsweise aus Quarziten und Phonolithen bestehen. Basalt konnte unter den Geschieben nicht gefunden werden. Ein ganz ähnliches, auch dünngeschichtetes Gebilde tritt, wie schon erwähnt, im Hangenden der Zieberniker Sande bei 280 *m* auf. Beide Vorkommnisse sind auf der Karte nicht ausgeschieden worden.

Diese Gebilde sind wahrscheinlich altdiluvialen Alters und in ruhigen Seitenbuchten des altdiluvialen Stromes zu verschiedenen Zeiten abgesetzt worden.

2. Jüngere Flußanschwemmungen (Mittelterrasse) [dm].

Die Flußablagerungen, welche während und nach dem Durchriß des Elbtales zwischen Marienberg und Steinberg zustande gekommen sind, reichen bis nahe 200 *m* Seehöhe, d. i. bis 70 *m* über den heutigen Stand der Gewässer. Man trifft sie im Elbtale und dessen Seitentälern in großer Mächtigkeit und allgemeiner Verbreitung. Sie bestehen aus geschichteten, mittelkörnigen braunen Sanden und Granden, denen größere Blöcke namentlich an der Basis der Ablagerungen beigemengt zu sein pflegen. Schrägschichtung tritt häufig auf.

Besondere Verbreitung besitzen sie am rechten Elbufer östlich der Station Schreckenstein und bei Ober-Sedlitz. Gegen die älteren Diluvialanschwemmungen lassen sie sich hier nicht scharf abgrenzen. Ihre Mächtigkeit beträgt allda 14—19 *m*. In ihrem Liegenden findet sich teils oligozäner Sand, teils turoner Tonmergel. Auch auf der linken Elbseite lagern sie namentlich in der Elbtalbucht von Schönpriesen bis etwa 16—20 *m* unter Tags. Ihr Liegendes wird von turonem Tonmergel gebildet. Oberflächlich sind sie von jüngeren Anschwemmungen in wechselnder Mächtigkeit bedeckt. Auch im Bielatale, bei Türmitz, dann bei Prödlitz, Herbitz und B.-Neudörfel sowie unter den jüngeren Ablagerungen des Pokauer Tales finden sich Gebilde dieser Diluvialstufe. Die im Bereiche der breiten Einmündung des Pokauer Baches in das Bielatal gelegenen Stadtteile von Aussig zeigen unter jüngeren Anschwemmungen gleichfalls Ablagerungen der Mittelterrasse. Sie verbreiten sich über das mitteldiluviale Deltagebiet des Pokauer Baches und bestehen aus

größeren und kleineren Gesteinsblöcken (überwiegend von Basalten), welche in Sand oder lehmigen Sand eingepackt sind. Ihre Mächtigkeit ist etwa 5 *m*. Bedeckt werden sie von jüngeren Gebilden in wechselnder Mächtigkeit, ihr Liegendes sind miozäne Sande oder Tone. Auch der bräunlich gefärbte zähe Letten mit Geschieben von Quarz und Gneis bei 240 *m* nördlich von Pokau dürfte dieser Diluvialstufe angehören.

3. Jungdiluviale Flußanschwemmungen (Niederterrasse) [dn und dnl].

Ablagerungen der Gewässer aus der jüngsten diluvialen Zeitperiode bestehen fast allenthalben aus braunen, mittel- bis feinkörnigen Quarzsanden mit wenig Blättchen hellen Glimmers. Nur stellenweise tritt gröberer, schotteriger Sand auf. Im Bereiche der weitausgedehnten, flachen Niederung an der Einmündung des Sernitzbaches in die Biela westlich von Aussig mengt sich den sonst vorzugsweise sandigen Bestandteilen der Niederterrasse Lehm bei. Auch besitzt der abgelagerte Sand daselbst ein relativ feines Korn, so daß allda lehmiger Sand bis sandiger Lehm [dnl] die Niederterrassenablagerungen bildet.

Hier wie allenthalben besitzen die jungdiluvialen Flußablagerungen nur geringe Mächtigkeit, 4—6 *m*. Sie reichen bloß 10—20 *m* über den Spiegel der heutigen Gewässer. Besondere Verbreitung gewinnen sie am rechten Elbufer bei Krammel und in der Umgebung des Bahnhofes Schreckenstein, dann bedecken sie die Ablagerungen der Mittelterrasse in der Elbbucht von Schönpriesen, ferner im Pokauer Tale, entlang der Biela und am Sernitz-Bache. An vielen Orten werden sie von Löß und Lößlehm bedeckt. Gegen die nächst älteren Diluvialgebilde der Mittelterrasse grenzen sie sich fast allgemein scharf ab sowohl durch ihre Zusammensetzung als auch topographisch.

Auch der große mit dδ bezeichnete Schuttkegel nördlich der Kirche in Schönpriesen muß zu den jungdiluvialen Flußanschwemmungen gezählt werden.

B. Äolische Bildungen und deren Umlagerungsprodukte [d].

Alle Talmulden des Kartengebietes, gleichgültig in welcher Höhenlage sie sich befinden, weisen an ihren Flanken eine Bedeckung mit

Löß oder Lößlehm auf. Zu gewissen Zeiten der Diluvialperiode scheint das gesamte böhmische Mittelgebirge mit durch Winde herbeigeführtem Mineralstaub, aus feinem Quarzsand und tonigen Substanzen bestehend, in beträchtlicher Mächtigkeit überschüttet worden zu sein. An den steileren Gehängen konnte sich der abgelagerte Staub nicht halten, aber in den Talmulden häufte er sich an, teils infolge ursprünglicher Aufschüttung, teils von den benachbarten Gehängen herabgeschwemmt. Deshalb finden wir heute Löß und sein Umlagerungsprodukt, den Lößlehm, über das ganze Gebiet verbreitet.

In größter Mächtigkeit und weitester Verbreitung treten diese Gebilde in den großen Flußtälern auf: So im Tale der Biela von ihrem Eintritt ins Kartengebiet bis zur Einmündung in die Elbe, stellenweise bis 20 *m* mächtig; entlang des Sernitz-Baches; bis 23 *m* mächtig im Pokauer und im Elbetale. Ein großer Teil der Stadt Aussig ist auf Lößlehm gebaut. Eine minder große Ausdehnung besitzen die Lager von Lößlehm in den kleinen Talmulden der höher gelegenen Gebietsteile.

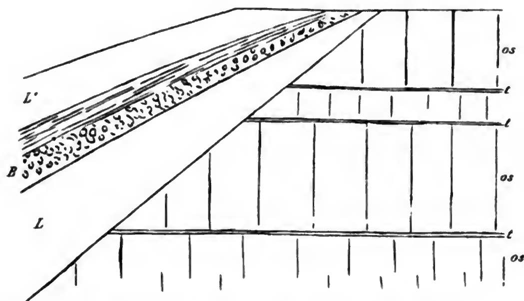
Selbstverständlich konnten diese Gebilde erst abgelagert werden nach der Bildung der Täler. Und in den oben genannten Tälern lagern unsere Gebilde auch durchwegs auf den jüngeren und jüngsten Flußanschwemmungen. Demnach sind sie auch jüngeren Alters als diese. Nur in einigen wenigen Fällen konnten ältere, vor Absatz der Niederterrasse entstandene Lehmablagerungen von den jüngeren unterschieden werden. Das gilt insbesondere von den Lehmen, welche nördlich des Dorfes Kosten in der Lehmgrube des Herrn Franz Rotsch aufgeschlossen sind. (Siehe Fig. 20.) Über Mittelterrassen-Schotter lagert hier etwa 4 *m* mächtig älterer Lehm, darüber folgt brauner Sand der Niederterrasse, welcher wiederum von jüngerem Lößlehm bedeckt ist.

Dieses Vorkommen beweist, daß auch in Nordböhmen auf die Zeitperiode, in welcher die Flußanschwemmungen der Mittelterrasse sich ablagerten, eine für Lößbildung geeignete Trockenperiode folgte, welche wiederum durch den Zeitabschnitt der Niederterrassenanschwemmungen abgelöst wurde. Nach derselben kamen erst die jüngsten Lößablagerungen und Lößlehmbildungen zustande.

Im Bielatale sind unsere Gebilde insbesondere entlang der am rechten Ufer der Biela südwestlich von Aussig verlaufenden Türmitzer Straße, ferner bei Türmitz, Augiessel und Kosten durch eine Reihe

größerer Ziegeleien aufgeschlossen. An mehreren Orten, namentlich in der Ofnerschen Ziegelei östlich Türmitz, konnte eine weitere Gliederung festgestellt werden. Nachfolgende Profile (Fig. 18—23) zeigen diese Verhältnisse zur Zeit der Aufnahme des Kartenblattes (1901 und 1902). Das Auftreten von Lagen braunen, fast schwarzen, humusreichen Lehms zwischen normal gefärbtem, gelbem Lößlehm, wie es Fig. 19 aus der Ofnerschen Lehmgrube darstellt, sei besonders hervorgehoben. Mergelige Konkretionen (Lößkindl) finden sich durch-

Fig. 18.



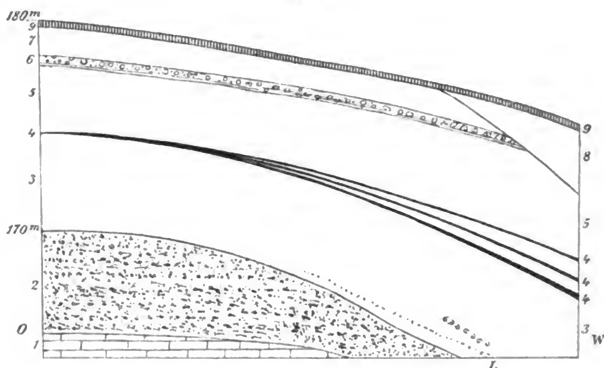
Aufschluß in der Sandgrube des Herrn Löbel südlich Aussig. Maßstab: 1 : 100.
os oligozäner Sand; *t* oligozäner Ton; *L* Löß; *B* Basaltgerölle mit Lehm; *L'* brauner Lehm.

wegs nicht in großer Menge. Auch bleiben die Mergelkonkretionen in der Regel klein, nuß- bis faustgroß. Nur an einigen wenigen Orten ist die Aufschüttung unserer äolischen Bildungen vom Charakter des echten Löß. Dann stellt sich auch ein etwas höherer Kalkgehalt ein. Die große Menge unserer Gebilde kann aber nur als „Lößlehm" bezeichnet werden wegen ihrer festeren Lagerung und ihres Gehaltes an Sandschmitzen. Letztere bedingen eine mehr oder weniger scharf hervortretende Schichtung, die stets parallel dem Gehänge einfällt. Der Lößlehm ist aus Löß durch Umlagerung hervorgegangen.

In Verbindung mit den oligozänen Sanden westlich von Kosten tritt bei 175 *m* brauner Sandlöß auf. Die betreffenden oligozänen Sande sind von größerer Höhe, an welcher sie anstehen, abgerutscht

in ihr gegenwärtiges Niveau. Sie wechsellagern förmlich mit einem hell lederbraunen, feinen Sandlöß, welcher zwischen ihnen Lagen bis 1 *m* Mächtigkeit bildet. Das ganze System streicht OW. und fällt mit 30—40° nach N. Einzelne abgerollte Basaltblöcke sind sowohl den oligozänen Sanden als auch dem Sandlöß eingestreut. Im Löß

Fig. 19.

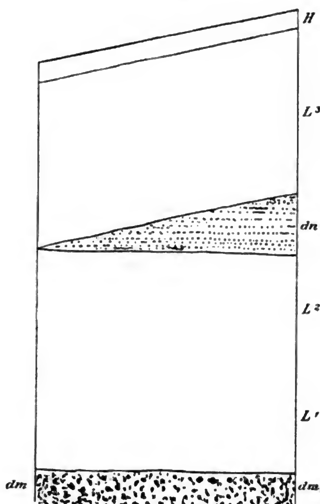


Rückwand der Lehmgrube bei Ofners (früher Johns) Ziegelei östlich Türmitz. *1* olig. Sand; *2* Sand der Mittelterrasse; *3* Löß, 5—6 *m* mächtig, oben bedeckt von Leimen, bei *L* große Lößkindl, darüber Lößschnecken-Gehäuse und Nagerreste; *4* drei schwarze Lagen von sandigem, humusreichem Lehm mit Basaltblöcken, nach Osten sich vereinigend und dann auskeilend; *5* Lehm, recht kalkreich; *6* braungrauer Lehm mit Basaltblöcken; *7* Löß; *8* jüngster Löß; *9* Humusschicht, nach unten übergehend in Leimen. Maßstab: 1:200.

fanden sich Knochenreste von Felis leo (vgl. pag. 373). Der Sandlöß enthält verhältnismäßig viel Calciumkarbonat in feiner Verteilung, so daß er mit HCl behandelt kräftig braust.

Vereinzelte Knochen diluvialer Säuger finden sich allenthalben in unseren Lehmen. Von Nagern (Bobak, Pferdespringer) wurden ganze Skelette aufgefunden, bisweilen in Röhren und Hohlräumen, welche als deren Wohnräume gedeutet werden können, so in der Ziegelei des Herrn Nitzsch nördlich von Augiessel bei 180 *m* (s. Fig. 21).

Fig. 20.



Aufschluß bei der Ziegelei des Herrn F. Rotsch in Kosten. *dm* Mittelterrasse; L^1 sandiger Lehm; L^2 älterer Lößlehm; *dn* Niederterrassen-Sand, geschichtet; L^3 jüngerer Lößlehm; *H* humusreicher brauner Lehm. Maßstab: 1:100.

Die Säugerreste fanden bereits durch G. C. Laube[1]), A. Nehring[2]) und J. N. Woldřich[3]) ihre entsprechende Würdigung. Die Nager-

[1]) G. C. Laube, Über einen Fund diluvialer Tierreste im Elblöß bei Aussig. Sitzungsber. d. k. b. Ges. d. Wiss., Prag 1874, pag. 16 und Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1874, pag. 247.

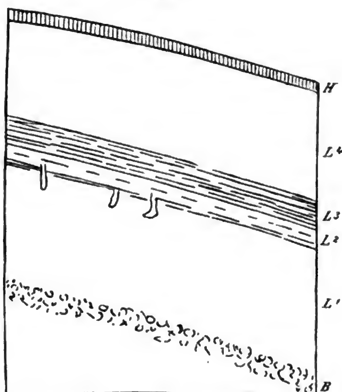
[2]) A. Nehring, Einige Notizen über die pleistozäne Fauna von Türmitz i. B. N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1894, II, pag. 278. — Über fossile Skelette von Steppennagern aus dem nördl. Böhmen. N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1897, II, pag. 220. — Über Alactaga saliens fossilis Nehring usw. N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1898, II, pag. 1. Ferner Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1890, pag. 21 und 1897, pag. 137.

[3]) J. N. Woldřich, Steppenfauna bei Aussig i. B. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien, 1888, pag. 108. Beiträge zur Urgeschichte Böhmens. Mitt. d. anthrop. Ges. Wien, XIX (N. F. IX), Wien 1888.

reste unseres Gebietes sind auch von J. Kafka[1]) berücksichtigt worden.

Eine große Anzahl von Säugerresten aus unseren Ablagerungen bewahrt das Aussiger Stadtmuseum auf, dessen Vorstand, Herr Prof. Dr. G. Bruder, die Verwertung der Aufsammlungen für diese Erläuterungen in dankenswerter Weise ermöglichte. Die durch G. C.

Fig. 21.



Aufschluß in der Lehmgrube bei der Ziegelei des Herrn Nitzsch nördlich Augiessel bei 180 *m*. Maßstab: 1 : 100. *B* Basaltgerölle; L^1 gelber Lößlehm, oben mit Höhlen diluvialer Nager; L^2 brauner Lehm; L^3 schwarzbrauner Lehm; L^4 Löß; *H* Humus.

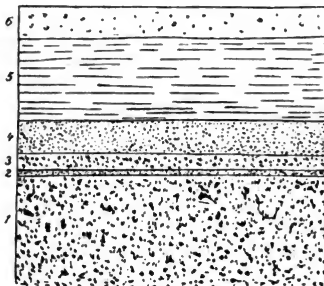
Laube bekannt gewordenen Säuger wurden beim Bau der Verbindungsbahn der Österr. Nordwestbahn im Lößlehm bei etwa 148 *m* Seehöhe in Aussig gefunden. Die von A. Nehring beschriebenen Funde entstammen verschiedenen Horizonten der Ziegeleien an der Türmitzer Straße (Richters Erben, Rädler), bei Türmitz (Ofner, Dr. Guba), bei Augiessel (Nitzsch) und bei Kosten. Im ganzen sind bis jetzt aus den diluvialen Ablagerungen im Kartengebiete Reste folgender Säuger

---

[1]) J. Kafka, Rezente und fossile Nagetiere Böhmens. Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen, Bd. VIII, Heft 5, Prag 1893.

bekannt geworden: Elephas antiquitatis Falc. (?), aus den altdiluvialen Sanden von Ziebernik ein Backenzahn im Aussiger Museum; Elephas primigenius Bmb., in allen Lößlehmen verschiedene Knochen; Rhinoceros antiquitatis Bmb., verschiedene Knochen in allen Lößlehmen und Flußanschwemmungen, findet sich am zahlreichsten; Rhin. Mercki Jaeg. (?) aus den Ziegeleien an der Türmitzer Straße; Equus caballus fossilis Rütm. häufig in allen Lößlehmen, minder häufig E. caballus foss. minor Woldř.; Reste eines Wildesels (?) bei Kosten; Bos primigenius Boj. in den Lößlehmen; Bos brachyceros Rütm.[1]) und Bison priscus

Fig. 22.



Aufschluß in der Schottergrube auf der „Sandhöhe" in Aussig, 192 *m*. Maßstab: 1 : 100. *1* Mittelterrassen-Schotter; *2* graugelber Sand; *3* Schotter; *4* gelber Sand; *5* grauer Ton, sandig, nach oben zu braun gefärbt; *6* brauner lettiger Lehm mit einzelnen Quarzgeschieben.

H. v. M. in den Ziegeleien an der Türmitzer Straße; Ovibos moschatus Blainv. aus den Lößlehmen der Türmitzer Straße; Ovis und Capra sp. vom gleichen Orte; Capra ibex L. aus den Lößlehmen an der Österr. Nordwestbahn, aus den Ziegeleien von Rädler und Richters Erben; Cervus elaphus L. an der Türmitzer Straße; Cervus tarandus L. von Kosten; Cervus Alces L. Augiessel und Türmitz; Geweihstücke vom Riesenhirsch aus der Ziegelei von Richters Erben; Sus sp. Lößlehme an der Türmitzer Straße; Arvicola sp. aus Rädlers Ziegelei;

[1]) Die Reste von Bos brachyceros sind nach A. Nehring nicht diluvial, sondern jünger.

Fig. 23.

Querprofil durch den Nordabhang der Ferdinandshöhe bei Aussig an der Rutschung entlang der Verbindungsbahn der Österr. Nordwestbahn, schematisiert. Maßstab: 1 :500. *A A* Abrißklüfte; *B* Feldspatbasalt, z. T. schlackig-porös; B_1 Feldspatbasalt, polyëdrisch abgesondert; *L* gelbgrüner Letten; *K* Brandschiefer, übergehend in schieferige Braunkohle; *T* Tuffit; *Ö. N. W. B.* Bahnkörper der Österr. Nordwestbahn.

Myodes torquatus Keys. u. Bl. aus sehr tiefen Lagern von Ofners Ziegelei bei Türmitz; Alactaga saliens fossilis Nehring aus Rädlers Ziegelei und Nitzschs Ziegelei bei Augiessel; Spermophilus rufescens K. u. Bl., Ziegeleien der Türmitzer Straße und bei Augiessel; Arctomys bobac fossilis Nehr. in allen Ziegeleien der Türmitzer Straße und bei Augiessel; verschiedene Caniden aus der Ziegelei von Richters Erben; Foetorius putorius K. u. Bl. aus dem Sandlöß von Kosten; Ursus spelaeus Bmb. aus den Lößlehmen der Österr. Nordwestbahn; Hyaena spelaea Goldf. Ziegelei des Dr. Guba und Felis (leo) spelaea Goldf. westlich von Kosten am Ostabhang der Rabenay bei 175 *m* aus dem Sandlöß, welcher infolge von Verrutschungen in auffällige Wechsellagerung mit oligozänen weißen Sanden geraten ist.

Der von A. Nehring im N. Jahrb., 1897, II, pag. 220 beschriebene reiche Fund von Nagerskeletten aus dem Jahre 1897 stammt aus Rädlers Ziegelei an der Türmitzer Straße und die von Nehring im N. Jahrb., 1894, I, pag. 289 erwähnte, an Nagerresten reiche Schicht war seinerzeit in der Ziegelei von Richters Erben an der Türmitzer Straße aufgedeckt.

In vorstehender Aufzählung diluvialer Säugerreste des Kartengebietes sind auch diesbezügliche mündlich mitgeteilte Erfahrungen des Herrn Prof. Dr. A. Nehring-Berlin niedergelegt. Für die freundliche Mitteilung derselben sei auch an dieser Stelle bestens gedankt.

IV. Alluvium.

In die jüngsten Ablagerungen der Diluvialzeit haben die bewegten Wässer der Gegenwart Rinnsale eingeschnitten, innerhalb welcher sich die heutigen Wasserfluten bewegen und aus denen sie auch bei ihrem Höchststande nicht heraustreten. Über eine topographisch deutlich hervortretende Terrainstufe steigt man aus den Fluß- und Bachbetten auf die Ablagerungen der Niederterrasse hinauf.

Diese Rinnsale sind mit alluvialen Anschwemmungen (Schottern, Sanden und Lehmen) teilweise ausgefüllt. Der ganze Flußlauf der Elbe ist beiderseits mit einem schmalen Saume von alluvialen Schottern eingefaßt. Entlang der Biela und des Sernitz-Baches ist alluvialer sandiger Lehm und Aulehm unter den weit ausgedehnten Wiesen zwischen Aussig, Prödlitz und Türmitz abgelagert. In den schwach

humosen Aulehm haben Biela und Sernitz-Bach eine 2—3 *m* tiefe, mäandrisch verlaufende Rinne eingeschnitten. Das normale Wasser findet durch diese wohl seinen Ablauf, bei Hochwasser jedoch werden die benachbarten Wiesengründe weithin überflutet. Die Alluvionen des Pokauer Baches bestehen aus Basaltblöcken, zwischen die lehmiger Sand und Grand gepackt ist. Auch die Alluvionen der kurzen Wasserläufe, die von den basaltischen Plateaus in die übertieften Haupttäler durch Klammen oder als Wasserfälle herabstürzen (Padloschiner Bach und Workotsch-Wasserfall, Zieberniker Bach im Bertagrund, Doppitzer Bach im Tillemann, Seesitzer Bach in der Hölle, Kojeditzer Bach bei Wolfschlinge), bestehen an ihrem oberen Beginn aus Lehmen, in ihrem weiteren Verlaufe und an ihrer Einmündung ins Haupttal aus Blockanhäufungen.

Zu den Alluvialgebilden zählen auch die Blockhalden, die sich an den Flanken des Elbtales unter den Weißen Wänden südlich Aussig, dann westlich Wannow, aber auch auf der rechten Elbseite östlich vom Dorfe Schreckenstein und an den westlichen Gehängen unter der Hohen Wostray, ferner am Südabhang der Rabenay weithin erstrecken. Sie bestehen aus Blöcken bis Kubikmeter-Größe.

Rutschungen. An mehreren Orten des Kartengebietes vollziehen oder vollzogen sich größere Erdbewegungen. So rutscht der oligozäne Sand mit turonem Tonmergel zwischen Kilometer 427·1 und 428·2 der Österreichischen Nordwestbahn nahe der Südgrenze des Kartenblattes talabwärts, desgleichen bewegt sich entlang derselben Bahnstrecke westlich von Wolfschlinge der von der Bahn angeschnittene Tuffit nach der Elbe zu. Der große Bergsturz südlich des Workotsch zählt gleichfalls zu den Felsbewegungen des gegenwärtigen Zeitalters. Große Absitzungen haben am Südgehänge der Rabenay stattgefunden, wo Basalttuffe mit Diatomeenschiefern, belastet von Basaltblöcken, nach Süden abgesunken sind. Basalttuffe sind auch in unserer Zeit südöstlich von Wolfschlinge abgerutscht, wodurch eine auffallende, gänzlich abnorme Lagerung entstanden ist. Basalttuff befindet sich allda über Lehm, bzw. über Schotter der Mittelterrasse derart gelagert, als ob er durch diluviale basaltische Eruptionen direkt in dieses Lagerungsverhältnis geraten wäre.

Eine besondere Darstellung erheischen die großen Felsabrutschungen, welche am 25. September 1899 am Nordabhange der Fer-

dinandshöhe bei Aussig entlang der Verbindungsbahn der Österreichischen Nordwestbahn neben dem Schützenhause begannen. Zu dieser Zeit geriet ein etwa 40 *m* hoher, 50 *m* tiefer und an 60 *m* langer Teil der Berglehne in abwärts und nordwärts gerichtete Bewegung. Der absitzende Bergteil grenzte sich gegen den ruhenden durch offene Erdspalten ab. Durch die Rutschung war ein Teil der auf das Plateau der Ferdinandshöhe führenden Fahrstraße zerstört. Im Schützenhausgarten häuften sich herabgestürzte Felsmassen an. Der Bahnkörper der Nordwestbahn wurde nach Norden verschoben bei gleichzeitiger Erhöhung seines Niveaus. Ein dem Bahnkörper angebautes Haus mußte abgetragen werden. Im ganzen waren an 50.000 m^3 Felsmassen in Bewegung mit einer mittleren Geschwindigkeit von 5 *cm* pro Tag. Die Erdbewegungen währten längere Zeit und verursachten nicht geringe Aufregung unter der Bevölkerung von Aussig. Erst im Verlaufe der Sommermonate 1900 wurden sie durch umfassende Vorkehrungen seitens der Bahnverwaltung ganz zum Stillstand gebracht. Die Lehne wurde gründlich entwässert und der labile Teil des Berges durch ausreichende Stützmauern unterfangen. Von der Oberfläche der Berglehne wurden die lockeren, zum Absturz neigenden Felsmassen abgetragen.

Die Rutschung wurde durch den geologischen Aufbau des Berges und durch die davon abhängige Wasserführung verursacht. Die Ferdinandshöhe baut sich aus vier übereinander lagernden Basaltdecken auf, die mit schlackig-poröser Oberflächenfazies aneinander grenzen. Diese Verhältnisse lassen sich besonders klar an der Ostseite des Plateaus entlang der Strecke der Staatsbahngesellschaft im Elbtale aufwärts erkennen. Über der untersten Decke beißt im Elbtale bei rund 155 *m* Meereshöhe eine 1·5—2 *m* mächtige Lage von tuffitartigem Basalttuff mit Diatomeen- und Brandschiefer aus. Die Tufflage mit den genannten Schiefern senkt sich im allgemeinen nach Nordwesten. Die Mächtigkeit dieses Systems von Schiefern ist großen Schwankungen unterworfen. Auch die Oberfläche der Basaltdecke in seinem Liegenden ist sehr unregelmäßig gestaltet. In seinem weiteren Verlauf mischen sich den genannten Schiefern auch Lagen von Letten bei. Das ist insbesonders dort der Fall, wo das ganze Schiefersystem bei 145—150 *m* Seehöhe am Nordabhange der Ferdinandshöhe an der oben genannten Verbindungsbahn der Nordwestbahn neben dem Schützenhause zutage tritt. Vgl. auch das auf

pag. 322 darüber Gesagte. Die Lagen von Schiefer und Letten sind wasserhaltend. Das durch die zerklüfteten Basaltdecken durchsickernde Niederschlagswasser sammelt sich über den Letten und Schiefern an. Die aufgeweichten Letten wurden schließlich infolge des auf ihnen lastenden Gebirgsdruckes entlang der genannten Bahnstrecke aus dem Berginnern förmlich herausgepreßt. Dadurch wurde der auf den Letten ruhende Bahnkörper schräg nach aufwärts geschoben. Der Teil des Berges, unter dem die Letten hervorgepreßt worden waren, sank nun dem weichenden Schiefersysteme nach. So entstanden die verschieden gearteten Bewegungen an diesem Orte.

Die Arbeiten, welche seitens der Nordwestbahn zur Sicherung ihres Bahnkörpers und des Betriebes unternommen wurden, waren deshalb auch, nachdem durch mehrere Schächte der geologische Bau erschlossen worden war, in erster Linie auf die Ableitung des über den Schiefern angesammelten Wassers gerichtet. Vom Bahnkörper aus wurde ein Stollen 80 *m* weit geradeaus und entlang der Stellen größeren Wasserzuflusses vom Hauptstollen Seitenstollen in den Berg getrieben. Dabei wurden mehrere gespannte Wasserbehälter angefahren und entleert. Zuletzt entfloß den Stollen eine konstante Wassermenge von 2250 *l* in der Stunde mit einer Temperatur von 10·4°C. Die Temperatur des Gesteins betrug 10·87°C. Diese Angaben beruhen auf Messungen, welche während der Monate Jänner und Februar 1900 durch den Leiter der Sicherungsarbeiten, Herrn Oberingenieur F. Bub, vorgenommen wurden. Der Freundlichkeit dieses Herrn verdanken wir das vorstehende geologische Profil (Fig. 23) des Entwässerungsstollens, dessen Veröffentlichung seitens der Direktion der Österreichischen Nordwestbahn in dankenswerter Weise gestattet wurde.

Technische Bemerkungen.

Von den Eruptivgesteinen des Gebietes findet als Baustein die allgemeinste Verwendung der Phonolith des Marienberges und Steinberges bei Aussig. Mehrere große Steinbrüche in den zwei Teilkörpern des Lakkolithen beiderseits der Elbe liefern entsprechendes Material. Die teils säulenförmige, teils plattige Absonderung des Gesteins kommt der Gewinnung lagerhafter Bausteine sehr zustatten. Das Gestein

aus dem Innern des Gesteinskörpers ist wetterbeständig und kann selbst für Wasserbauten verwendet werden, während die randlichen Teile der Lakkolithen einen Baustein liefern, welcher den Witterungseinflüssen nicht Stand hält und bald sich aufblättert. Im ärarischen Steinbruche des Steinberges rechts der Elbe wird das Baumaterial für die Regulierungsbauten an der Elbe gewonnen. In den zahlreichen Dämmen entlang der Elbe kann man nicht selten den raschen Zerfall von solchen Phonolithblöcken wahrnehmen, die aus den Randteilen des Lakkolithen stammen.

Die Basalte und Tephrite des Gebietes liefern vorzüglichen Straßenschotter. Als Bau- und Stubensande werden die oligozänen Sande allgemein verwendet, aber auch die verschiedenen Diluvialsande lassen sich als Bausande für die Mörtelbereitung benutzen. Die diluvialen Grande werden zum Beschottern der Wege benutzt. Für den gleichen Zweck eignen sich in vorzüglicher Weise auch die Kohlenbrandgesteine. Die miozänen Tone liefern Material für gemeine Tonwaren. Zur Ziegelbereitung werden allgemein die diluvialen Lehme benutzt.

Das technisch wertvollste Naturerzeugnis sind die miozänen Braunkohlen, welche derzeit bei Türmitz und Schönfeld (Albert-Schacht und Elisabeth-Schacht) in großem Maßstabe abgebaut werden.

Ein „schwarzer Ton aus der Dulce“, dessen Ursprung durch die Aufnahmen, deren Resultate hier vorliegen, nicht ermittelt werden konnte, besteht nach einer Analyse von K. v. Hauer aus SiO_2 47·4, Al_2O_3 mit etwas Fe_2O_3 25·2, Kohle 6·1, CaO 1·5, MgO 0·5, H_2O 19·0; Summe 99·7 (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, VII, pag. 603, Wien 1856).

Wasserführung. Im geologischen Aufbau des Kartengebietes kehren wasserhaltende Schichten mehrmals wieder. Die Decken von Eruptivgesteinen sind in der Regel so zerklüftet, daß sie das Niederschlagswasser durchsickern lassen, nur ausnahmsweise wird ihre Oberfläche zum Quellhorizont. So entspringt die Quelle, welche den Wannower Dorfbach speist, bei 320 *m* auf der Oberfläche einer schlackig entwickelten Basaltdecke. Über Schlackenbasalt erhält auch die kräftige Quelle bei 270 *m* im Dorfe Hottowies ihr Wasser. Basalttuffe werden häufiger zu wasserhaltenden Schichten. Die Quellen, welche westlich vom Wassersammler für die Aussiger Hochquellenleitung südwestlich Pokau am Ostabhange des Strisowitzer Berges bei

235 *m* gefaßt sind, entspringen auf Basalttuff. Dem gleichen Quellhorizont aus 235 *m* entnimmt der etwa 46 *m* tiefe Dorfbrunnen in Strisowitz (Tagkranz des Brunnenschachtes 281 *m*) sein Wasser. Auf Basalttuff sammelt sich auch das Wasser für die Quellen am Südabhange der Rabenay und in dem nach Elbogen führenden Tale südlich Augiessel. Das Wasser im Brunnenschachte, welcher in Aussig-Neulerchenfeld bei 260 *m* östlich von der Arbeiter-Turn- und Festhalle abgeteuft ist, sammelt sich gleichfalls über Basalttuff. Als wasserhaltende Schichten vollkommenen Grades bewähren sich die Tuffite, oligozäne feinkörnige Sande und Tone, die miozänen Braunkohlenletten und endlich die Verwitterungsletten der oberturonen Tonmergel. Auf letzteren entspringen einige Quellen südlich vom Dorfe Schreckenstein nahe dem Elbspiegel, dann die sehr starke Quelle südlich des Bahnhofes Schreckenstein bei 158 *m* am Wege zur Burg Schreckenstein.

Von hohem technischen Werte sind Ansammlungen von Grundwasser. Die alluvialen und diluvialen Sande, Schotter, Lehme u. dgl., welche die Sohlen und Flanken der Täler bedecken, lassen das von oben oder seitwärts zusitzende Wasser durchsickern bis auf die wasserundurchlässigen Liegendschichten von oberturonem Tonmergel und miozänem Braunkohlenletten. Auf diesen staut sich das Grundwasser an in einer Mächtigkeit, welche abhängt von der Höhenlage der wasserundurchlässigen Schicht und der Dicke der wasserführenden. In der Schönpriesener Bucht, östlich vom Marienberge, lagern auf wasserundurchlässigem Tonmergel 16—20 *m* mächtige Lagen von Schotter und Sanden. In diese sitzt von den nördlichen Talgehängen Wasser zu und vereinigt sich mit dem von der Elbe aus eindringenden Wasser. Steigen und Sinken des Wasserspiegels in der Elbe wird sich im Grundwasser bemerkbar machen durch Rückstauung bzw. Ansaugen und Fallen des Grundwassers. Tritt die wasserhaltende Schicht zutage, wie das westlich von Aussig bis Prödlitz und im Elbtale südlich von Aussig der Fall ist, so sind Grundwasseransammlungen nicht zu erwarten.

Mineralvorkommen.

Das Gebiet von Aussig ist reich an Mineralien, insbesonders liefern die Phonolithe des Marien- und Steinberges prachtvolle Stufen. Die meisten Mineralvorkommen der Umgebung von Aussig sind in v. Zepharovichs Min. Lexikon f. d. Kais. Österreich angeführt; nur einige Fundorte sind in folgender Aufzählung neu. Auch Bořický führt in seinen Betrachtungen „Zur Paragenesis der sekundären Minerale der Phonolithgesteine" (Petrogr. Stud. a. d. Phonolithgest. Böhmens. Arch. d. naturw. Landesdurchf. v. Böhmen, III, 2. Abt., 1. Heft, pag. 75 u. f. Prag 1874) vorzugsweise Minerale der Aussiger Phonolithe an. Der Vollständigkeit wegen sind alle bisher bekannt gewordenen Minerale des Kartengebietes hier angeführt. Man vergleiche auch den Abschnitt über Phonolith pag. 329. Für die folgende Aufzählung hat Herr F. Cornu seine reichen Erfahrungen bezüglich der Mineralvorkommen des Gebietes freundlich zur Verfügung gestellt.

Analzim, trübe kleine Kryställchen in Hohlräumen des Phonoliths am Marienberge bei Aussig im obersten Steinbruche am Nordrande des Lakkolithen, begleitet von Thomsonit; älteste Zeolithbildung daselbst. Wasserhelle Krystalle im Basalt des Workotsch. Hohe Wostray in Basalt nach v. Zepharovich.

Apophyllit im Phonolith des Marien- und Steinberges aufgewachsen auf Natrolith oder Calcit. (Reihenfolge der Zeolithbildung s. pag. 329.) Meist teilweise oder ganz in $CaCO_3$ verwandelte und deshalb weiße, selten wasserhelle Krystalle der Kombination (111) (100), mitunter auch (001). Bis 2 *cm* lang. Nach (001) tafelförmige Krystalle in Basalt an den Gehängen der Hohen Wostray nach v. Zepharovich. Die A. vom Marienberge lieferten Material für die Untersuchungen von C. Klein, Sitzungsber. d. k. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1892, XVIII, pag. 246, 247, 252.

Aragonit. Herr F. Cornu sammelte bis 2 *cm* große zyklische Drillinge im obersten Steinbruch des Phonoliths des Marienberges. Große pyramidale Krystalle auf Natrolith im Phonolith des Steinberges. Gangförmig in faserigen Aggregaten am Galgenberg; im schlackigen Feldspatbasalte bei 240 *m* südlich Augiessel; an der Straße von Aussig nach Hottowies bei 180 *m* im Basalttuff, hier auch prismatische Krystalle bis 1 *cm* im Durchmesser; radial-strahlig

angeordnete, prismatische, honiggelbe Krystalle im schlackigen Basalt an der Verbindungsbahn der Österreichischen Nordwestbahn nächst dem Schützenhause in Aussig.

Augit, schöne Krystalle der gewöhnlichen Kombination, nur mit starker Ausbildung von (111) im schlackigen Feldspatbasalt westlich Neudörfel bei 390 *m*; kleine Krystalle im Palagonittuffe entlang des Fahrweges von Doppitz nach Leinisch bei 340 *m*; auch im tuffartigen Schlackenbasalt bei 210 *m* westlich vom Johannisfeuer südöstlich Pokau; im Basalttuff östlich Kosten bei 190 *m*.

Calcit in mannigfaltiger Formausbildung und verschiedener Altersfolge als häufiger Begleiter der Zeolithe im Phonolith des Marien- und Steinberges; gangförmig in körnigen Aggregaten neben Aragonit im Basalttuff an der Straße von Aussig nach Hottowies bei 180 *m*; Nester im geschichteten Tuff an der Straße von Türmitz nach Hottowies bei 305 *m*.

Chabasit am Galgenberg (Gerichtsberg) südlich Aussig nach v. Zepharovich.

Cordicrit, mikroskopisch kleine Kryställchen in den schlackigen Kohlenbrandgesteinen und im verglasten Sandstein aus dem Basaltkontakte bei Sig. 236 *m* südwestlich des Preßberges.

Dolomit, Mandeln ausfüllend oberhalb der Schäferei bei Türmitz nach F. Cornu, wahrscheinlich aus schlackigem Basalt.

Gyps, nach F. Cornu in kleinen Krystallrosetten auf Braunkohle des Elisabeth-Schachtes bei Türmitz.

Hornblende, vereinzelte Krystalle der Kombination (110) (010) (101) (011) (031) ($\bar{2}11$) ($\bar{1}21$) im Tephrittuff, Nordwestwinkel des Kartenblattes bei 230 *m*; mit Augit, aber weitaus seltener im schlackigen Feldspatbasalt westlich Neudörfel bei 390 *m*.

Hyalith bildet feine „zarttraubige“ oder „fast ebenflächige Überzüge“ auf Natrolith und weiß gewordenem Apophyllit des Marienberges. Schon von v. Zepharovich (1859) und Bořický (1874) beobachtet; gegenwärtig selten zu finden.

Limonit, Lagen mit Diatomeenschiefer am Südabhang der Rabenay, enthalten Pflanzenreste von Quercus Lonchytis, Castanea Kubinyi und Carya costata. Von Herrn F. Cornu aufgefunden.

Markasit und Pyrit, mitunter in schönen Krystalldrusen in der Braunkohle des Elisabeth- und Albert-Schachtes bei Türmitz nach F. Cornu.

Magnetit, „schlackig“, im Nephelinbasalt östlich Pokau bei 250 *m*; kleine Kryställchen in den schlackigen Kohlenbrandgesteinen bei St. Laurenz.

Natrolith im ganzen Gestein des Phonolith-Lakkolithen des Marien- und Steinberges. Schöne Aggregate von rosaroten bis lachsgelben, seltener weißen oder wasserhellen Kryställchen und Nadeln überkleiden ferner die zahlreichen Blasenräume und alle Kluftflächen dieses Gesteinskörpers. Im obersten Steinbruch des Marienberges mit Thomsonit in Verwachsung. Im Nephelinite des Schanzberges dünne weiße Nadeln in Hohlräumen.

Opal, nach F. Cornu in losen, pechglänzenden schwarzen Stücken und weißen Scherben im Bereiche der Diatomeenschiefer am Südabhange der Rabenay.

Phillipsit, nach F. Cornu in Basaltblöcken in der Umgebung des Workotsch; von Thomsonit begleitet im Nephelinbasalt im Bereiche der Ziegelei von Richters Erben an der Türmitzer Straße; nach v. Zepharovich als Überzug auf Apophyllit am Marienberg (?).

Thomsonit, trübe oder bis weingelbe Krystalle im Phonolithe des Marienberges, und zwar nur im obersten Steinbruch an der Straße nach Ziebernik, auch Umhüllungspseudomorphosen nach Calcit. Fächerförmig gruppierte Krystalle im Nephelinbasalte bei der Ziegelei von Richters Erben an der Türmitzer Straße. Kleine kugelförmige hyalithähnliche Krystallaggregate im Basalte der Umgebung des Workotsch. Nach v. Zepharovich im Basalte an der Südwestecke des Kartengebietes und in den Quarklöchern bei Birnay, auch am Strisowitzer Berge.

Wad, dunkelbraune Überzüge auf den Mineralien, welche die Blasenräume im Phonolith des Marienberges auskleiden.

Tetschen a. E., Jänner 1904.

Inhalt.

XIX. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 2. Mai 1904 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute. Anwesend 28 Mitglieder.

Vortrag:

Das Goldbergwerk Schellgaden.

Von Franz Neugebauer.

I.

Das Goldbergwerk Schellgaden ist im obersten Murtale gelegen und gehört zu den ältesten alpinen Goldbergbauen. In kurzer Zeit soll dasselbe veräußert werden.

Die interessante Geschichte dieses Bergbaues ist unter anderen besonders von Max Reichsritter von Wolfskron bearbeitet worden. Man ersieht aus seiner Darstellung, daß sich die Erfolge des Betriebes bald in aufsteigender, bald in absteigender Linie bewegten, daß sich aber der Bergbau seit der Mitte des 14. Jahrhunderts bis auf unsere Zeit erhalten hat, wenn auch die Arbeit oft durch längere Zeit eingestellt werden mußte. Im Jahre 1819 wurde der Bergbau von der österreichischen Regierung, in deren Besitz er übergegangen war, mit einer Jahreseinbuße von 2792 fl. Reichswährung aufgelassen.

Im Spätherbste des Jahres 1893 hatte eine Gewerkschaft diesen Bergbau wieder eröffnet und bedeutende Mittel zur Errichtung einer modernen Aufbereitungsanlage verwendet. Doch scheiterte das Unternehmen an zahlreichen Widerwärtigkeiten, die sich ihm in den Weg stellten, noch ehe es einen Aufschluß über die Rentabilität des alten Baues bringen konnte.

II.

Das Fundament des ganzen Lungaus bilden nach G. Geyer (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1891 und 1892) drei Gneismassive, erstens die Gneisgranite des Ankoglmassivs, welche die Gebirgsmassen des Hafnerecks und der Hochalpenspitze aufbauen, zweitens die Hornblendegneise des Kareckzuges und der Schladminger Masse und drittens die plattig-schiefrigen Zweiglimmergneise der Bundschuhtäler. Diesen drei Gneismassiven sind die krystallinen Schiefer aufgelagert.

Eine große Störungslinie verläuft von Nord nach Süd und fällt zum Teile mit dem Verlaufe der Katschberg- und Tauernstraße zusammen. Sie scheint identisch zu sein mit einer seismischen Linie, die Hans Höfer bis St. Michael im Lungau gezogen hat.

Die Gneisgranite sind mit ihren besonders gegen das Hangende zunehmenden Schieferpartien eruptiver Natur und stellen nach Geyer das älteste Schichtglied in diesem Teile der Alpen vor. Die Hornblendegneise sind aber keine echten Gneise, sondern bestehen aus einem Wechsel von Gneisen und Glimmerschiefern. Sie werden von Geyer als „Umschwemmungsprodukte" bezeichnet und jedenfalls für jünger angesehen als die Gneisgranite. Die plattig-schiefrigen Zweiglimmergneise sind nach den Ausführungen desselben Autors mit Zweiglimmergneisen identisch, welche die Hornblendegneise der Sölker Alpen überlagern.

Die einem höheren Niveau der Hornblendegneise angehörigen Glimmerschiefer sind die Träger der bei Schellgaden abgebauten Erzlagerstätten. Die Erze sind, wie schon Beyschlag gezeigt hat, an das Auftreten von Quarzlinsen gebunden, welche den Gebirgsschichten folgen und, wie schon frühere Beobachter angegeben haben, auch die Schichtenwindungen mitmachen. Doch wurde die echte Lagernatur schon von Russegger und anderen bezweifelt.

Die Ausfüllungsmasse der lange Zeit fälschlich als Erzgänge bezeichneten Lagerstätte besteht hauptsächlich aus Quarz von jener undeutlich krystallinen Ausbildung, wie sie allen Quarzlagerstätten der geologisch alten Formationen eigen ist. Doch enthält die Ausfüllungsmasse auch Scheelit, ein Mineral, welches sonst nur für die Zinnerzlagerstätten charakteristisch ist.

Da nun die Goldvorkommen in den Ostalpen entweder direkt an den Zentralgneis gebunden sind oder an jene krystallinen Schiefer,

welche in unmittelbarer Nähe des Zentralgneises auftreten, ferner meist dort in reichlicherem Maße im Gebiete der krystallinen Schiefer auftreten, wo große Störungen im tektonischen Aufbaue der Ostalpen zu verzeichnen sind, so kann man wohl annehmen, daß die Füllung der Goldlagerstätten nicht nur in ursächlichem Zusammenhange mit den großen Bruchspalten, sondern auch in innigem Zusammenhange mit dem durch Erosion bloßgelegten Gneisgranitmassive steht. Ich glaube schließen zu können, daß die Füllung der Schellgadener Erzlagerstätten von jenem zu Gneisgranit erstarrten und teilweise metamorphosierten Magma von granitischer Zusammensetzung herrührt, welches das Hafnereck, die Hochalpenspitze und den Ankogl aufbaut.

Irgend eine der bekannten, hier in Betracht kommenden Theorien wie die Thermaltheorie oder die pneumatolytische Sublimationstheorie läßt sich nach den obigen Ausführungen aber auf die Schellgadener Erzlagerstätten nur dann anwenden, wenn wir annehmen, daß jene die Erze tragende Gesteinsserie das Deckengestein des granitischen Magmas vorstellt. Dann können aber die Hornblendegneise mindestens nicht jünger sein als der Gneisgranit.[1])

Die zur Ausfüllung gelangten Spalten sind allem Anscheine nach exokinetischer Natur; sie entsprechen jedenfalls einer durch den Faltungsprozeß der Alpen entstandenen Aufblätterung des stark schiefrigen Gesteins, sind also tektonische Spalten.

Da sich nun die Lagerstätte nach den eben gemachten Ausführungen jedenfalls später gebildet hat als das dieselbe tragende Gestein, so haben wir es in den Schellgadener Erzlagerstätten mit epigenetischen Lagerstätten zu tun. Sie sind also wahrscheinlich echte Lagergänge.

Herr F. Cornu berichtet über die Ergebnisse einer Osterexkursion auf der Insel Elba und legt zahlreiche Belegstücke der dort gesammelten Minerale und Gesteine vor.

Gegenstand der Ausstellung war Calcit, von dem namentlich das Hofmuseum prachtvolle Erwerbungen der letzten Zeit zur Aus-

[1]) Siehe hier: Franz Neugebauer, Das Goldbergwerk Schellgaden. Aus dem Jahresberichte des Kaiser Franz Joseph-Jubiläums-Realgymnasiums in Korneuburg 1903—1904.

stellung gebracht hatte. Besonders interessant ist ein Exemplar von blaß rötlich-violett gefärbtem Calcit von Joplin, ein prachtvoll entwickelter Zwilling nach $-{}^1/_2$ R (110).

Neue Minerale.

Bericht von Dr. R. Koechlin.

Grandidierit. A. Lacroix (Bull. soc. min. France, 1902, XXV., 85 und Compt. Rend., 1903, CXXXVII., 582). Ein Bestandteil des Pegmatites des Steilufers von Andrahomana bei Fort Dauphin, im Süden von Madagaskar. Blaugrüne bis 8 *cm* große Individuen, die zwei Richtungen ungleicher Spaltbarkeit unter 90° zeigen; nach dem optischen Verhalten rhombisch. Pleochroismus ungewöhnlich stark: dunkelgrün, farblos, dunkelblaugrün. Spezifisches Gewicht = 2·99. Zusammensetzung: $7\,Si\,O_2 \,.\, 11\,(Al, Fe)_2\,O_3 \,.\, 7\,(Mg, Fe, Ca)\,O \,.\, 2\,(Na, K, H)_2\,O$. Sehr basisch, steht dem Saphirin nahe. In der Natur ziemlich leicht zersetzbar, geht er in eine grüne, fasrigblättrige Kryptotil ähnliche Substanz über.

Serendibit. Prior und Coomáraswàny (Min. Magazin, 1903, XIII., 224). Eine chemisch dem Turmalin, physikalisch dem Saphirin verwandte Kontaktbildung zwischen einem sauren Granulit und Kalkstein. Die Kontaktzonen enthalten Diopsid, Spinell, Apatit, manchmal Skapolith oder Plagioklas und sind durch Serendibit tiefblau gefärbt.

Er ist optisch zweiachsig, wahrscheinlich triklin. Pleochroismus stark blaßgelb — tiefindigo; Doppelbrechung schwach, Brechungsexponent nahe 1·7. Polysynthetische Zwillingsbildung wie bei Plagioklasen; keine Spaltbarkeit; $H = 6^3/_4$, spez. Gew. = 3·42; unschmelzbar, von Säuren kaum angreifbar. Vorläufige Formel: $6\,(Fe, Ca, Mg)\,Si\,O_3 \,.\, 4\,Mg\,Al_2\,O_4 \,.\, 2\,Al\,B\,O_3$. Findet sich zu Gangapitiya bei Ambakotte, östlich von Kandy, Ceylon, wo in einem Bruche Mondstein gewonnen wird, der porphyrisch in dem Granulit vorkommt. Genannt nach Serendib, einem alten arabischen Namen für Ceylon.

Bakerit. W. B. Giles (Min. Magazin, 1903, XIII., 353). Ein neues Calciumborosilikat von der Zusammensetzung $8\,Ca\,O \,.\, 5\,B_2\,O_3 \,.\, 6\,Si\,O_2 \,.\, 6\,H_2\,O$. Findet sich in Adern und Knollen in den Gruben der Borax Consolidated Company in der Mohave Desert, nordöstlich von Daggett, San Bernardino Co., Kalifornien.

Weiß, amorph (?) gleich unglasiertem Porzellan, ähnlich dem Pandermit von Sultan Tchair, Klein-Asien. H ungefähr $4^1/_2$, spez. Gew. ungefähr 2·73. Genannt nach dem Entdecker des Minerals, R. C. Baker, einem der Direktoren der Company.

Exkursion nach Eggenburg.

Am 12. Mai veranstaltete die W. M. G. eine gemeinsame Exkursion nach Eggenburg. Die Teilnehmer fuhren mit den Morgenzügen der Franz Josefs-Bahn von Wien ab und trafen sich gegen 10 Uhr auf dem Bahnhofe Eggenburg. Unter der Führung des Herrn Hans Vortmann, Vorsitzenden der Krahuletz-Gesellschaft, und des Kustos Herrn Krahuletz wurde das Museum besichtigt, in dessen schmuckem Neubau die reichhaltigen geologischen, ethnographischen und historischen Sammlungen sich in vorteilhafter Weise präsentieren. Die Mineralogen interessierten insbesondere die lehrreichen Suiten der krystallinen Gesteine des Waldviertels, darunter auch manche interessante Mineralfunde, wie die schönen Schichtenbau zeigenden Amethyste von Eggenburg.

Lebhaftes Interesse nahm auch die wertvolle Privatsammlung ethnographischer und folkloristischer Gegenstände, durchwegs Originale niederösterreichischer Herkunft, von Dr. Frischauer in Anspruch, welche im Museum untergebracht ist und von ihrem Eigentümer in zuvorkommender Weise vorgeführt wurde.

Ein Rundgang durch die interessante alte Stadt schloß sich an; nach der Mittagstafel teilte sich die Gesellschaft. Ein Teil wanderte auf den als Aussichtswarte und Fundort prähistorischer Funde bekannten Vitusberg. Ein anderer Teil besichtigte unter freundlicher Führung des Mitgliedes der W. M. G. Universitätsdozent Dr. Abel das lehrreiche Profil durch die Eggenburger Tertiärschichten bei Gauderndorf.

Der Abend vereinigte alle Teilnehmer und nach herzlicher Verabschiedung von den Eggenburger Herren brachte der Abendzug die Gäste nach Wien zurück.

Exkursion auf den Schneeberg.

Am 29. Juni wurde eine Exkursion auf den Schneeberg veranstaltet. Dank der regen Beteiligung (der naturwissenschaftliche

Verein der Universität hatte sich der W. M. G. angeschlossen), dank den trefflichen Einrichtungen, welche der W. M. G. von der Aspang-Bahn zur Verfügung gestellt wurden und nicht zum mindesten dank der überaus günstigen Witterung verlief die Exkursion in glänzender Weise. Auch die Sammler gingen nicht ganz leer aus; auf dem Ochsenboden wurden hübsche Kalksinter-Bildungen, bestehend aus radialstängeligem Kalkspat in Klüften des Kalksteins gefunden.

Besuch des mineralogischen Hofmuseums.

Am 25. April besichtigten die Mitglieder der W. M. G. die in der mineralogisch-petrographischen Abteilung des naturhistorischen Hofmuseums ausgestellten Profile und Sammlungen von Belegstücken, die sich auf die von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften veranlaßten petrographischen Forschungen in der Zentralkette der Ostalpen beziehen. Prof. F. Becke gab die erforderlichen Erläuterungen.

Regierungsrat Prof. Berwerth demonstrierte und besprach eine Anzahl neuer Meteoreisenmassen und erörterte die von ihm aufgestellte Gruppe der Metabolite (Meteoriten, welche ihre ursprüngliche Struktur durch Erhitzung verändert oder gänzlich verloren haben).

Besuch der Wiener Filiale der Firma Zeiß in Jena.

Einer Einladung des Vertreters der Firma Zeiß in Jena folgend, besichtigte am selben Nachmittag die W. M. G. die Lokalitäten der genannten Firma. Die neu eingerichteten Projektionsapparate, die sowohl für die Darstellung undurchsichtiger Objekte sowie zur Projektion von Diapositiven als auch zu Demonstrationen im polarisierten Licht verwendet werden können, erregten lebhafte Bewunderung. Ebenso interessant erschienen den Besuchern die Vorrichtungen für stereoskopisches Sehen bei Mikroskopen und stereoskopische Apparate für Diapositive.

XX. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Baumhauer H.: Über die Aufeinanderfolge und die gegenseitigen Beziehungen der Krystallformen in flächenreichen Zonen. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Ak. d. Wiss. 10. März, Berlin 1904.

Contarini M.: Sulla scelta degli istrumenti sismici. — Estr. d. Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol IX.

Etzold F.: Die in Leipzig vom 1. Juli 1903 bis 30. April 1904 von Wicherts Pendelseismometer registrierten Erdbeben und Pulsationen. — Ber. d. math.-physik Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. in Leipzig, pag. 289, 1904.

Klein C.: Über einen Zusammenhang zwischen optischen Eigenschaften und chemischer Zusammensetzung beim Vesuvian. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Ak. d. Wiss. Sitzung d. physik.-math. Klasse, 14. April 1904

Leiss C.: VI. Über ein neues und einfaches Refraktometer. — Separatabdruck a. Zeitschr. für Kryst. u. Min. Bd. XXXIX, pag. 47, 1904.

Michel-Lévy A.: Étude sur la détermination des Feldspaths dans les plaques minces III. La zone de symétrie de la macle de l'albite dans les plagioglases. Paris 1904.

Milch L.: Über homogene Deformation von Quarz und Piëzokrystallisation. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 181—190.

Newcomb Simon: On the position of the galactic and other principal planes toward which the stars tend to crowd. — Carnegie institution. Publication Nr. 10. Washington. Juni 1904.

Rinne F.: Richtungsverschiedenheiten bezüglich der Löslichkeit von Gypsspaltblättchen. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 116—120. Stuttgart 1904.

Derselbe: Pleochroismus des grünen Mikroklins. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 450 bis 451. Stuttgart 1903.

Derselbe: Zur chemischen Reaktionsfähigkeit von Quarz. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 333—338. Stuttgart 1904.

Derselbe: Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. — N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, pag. 114—122. Stuttgart 1904.

Schwab F.: Über das photometrische Klima von Kremsmünster. — 4 Tafeln, 10 Diagr. und 1 Textfig. — Denkschriften der math.-naturw. Klasse d. kaiserl. Ak. d. Wiss. Bd. LXXIV, 1904.

Tutton A. E. H.: Das normale schwefelsaure Ammonium und die Stellung des Ammoniums in der Alkalireihe. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXVIII, H. 6.

Vučnik Michaela: Über das Verhalten von Silikaten im Schmelzflusse. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 295 ff. Stuttgart 1904.

Wegscheider R.: Über die Größe der Krystallmoleküle. — Separatabdruck a. d. Boltzmann-Festschrift. 1904.

Zölss B.: Beiträge zur Kenntnis der atmosphärischen Elektrizität. XIII, XIV. — Sitzungsber. d. kaiserl. Ak. d. Wiss. Wien, math. naturw. Klasse. Bd. CXII, Abt. II *a*, 1903.

Derselbe: Über Elektrizitätszerstreuung in der freien Luft. — Physikalische Zeitschr. V. Jahrgang, Nr. 4, pag. 106—108.

Mineralogie.

D'Achiardi G.: Di alcuni minerali dei filoni tormaliniferi nel Granito di S. Piero in Campo (Elba). — Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa 1904.

Commenda H.: Übersicht der Mineralien Oberösterreichs. — XXXIII. Jahresber. d. Ver. f. Naturkunde in Oberösterreich. Linz 1904.

Kaiser E.: Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte. — Protokoll (März) der deutschen geolog. Gesellschaft, pag. 17, Bd. LVI, 1904.

Slavík F.: Zur Mineralogie von Mähren. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 353—363. Stuttgart 1904.

Derselbe: Mineralogische Notizen. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXIX, H. 3, pag. 294. Leipzig 1904.

Vrba K.: Meteoritensammlung des Museums des Königreiches Böhmen in Prag. — A. Wiesner. Prag 1904.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Bauer Max: Vorläufiger Bericht über weitere Untersuchungen im niederhessischen Basaltgebiet. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. November, Berlin 1903.

Berwerth F.: Über die Metabolite, eine neue Gruppe der Meteoreisen. — Separatabdruck a. d. Akad. Anzeiger Nr. XIII. 1904.

Cayeux L.: Existence du Jurassique supérieur et de l'infracrétacé en Argolide (Grèce). — Bull. de la Soc. géol. de France. Ser. 4, Tom. IV, pag. 87. Paris 1904.

Evans M. H.: A new cetaceous spine from the lower triassic of Idaho. — Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, Nr. 18, pag. 397, Pl. 47. Berkeley 1904.

Jüptner H.: Zur Kenntnis der Schlacken. — Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. 50. Jahrg., Nr. 13 und 14. Wien 1902.

Kaiser Erich: Zur Osannschen Berechnung der Gesteinsanalysen. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 338—340. Stuttgart 1904.

Katzer F.: I. Notizen zur Geologie von Böhmen. — II. Der Hořensko-Koschtialower Steinkohlenzug bei Semil in Nordostböhmen. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Nr. 5, Nr. 6. 1904.

Derselbe: Lithiotiden-Schichten in der Herzegowina. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, Nr. 11.

Klein C.: Mitteilungen über Meteoriten. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. XXXII, 1904.

Derselbe: Über das Meteoreisen von Persimmon Creek, bei Hot House, Cherokee Co., Nord-Carolina. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. — Gesamtsitzung vom 17. März 1904.

Matouschek F.: Ein Beitrag zur Geschichte des Bergbaues im Reichenberger Bezirk. — Mitt. d. Ver. d. Naturfr. in Reichenberg. 35. Jahrg., pag. 13—19, 1904.

Milch L.: Beiträge zur Petrographie der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra und über Gesteinsumwandlungen, hervorgerufen durch erzzuführende Prozesse (Beobachtungen an Gesteinen der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra). — Separatabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XVIII.

Mourlon M.: Compt. rend. sommaire de la IX. session du congrès géolog. intern. qui s'est tenue à Vienne, en août 1903. — Extr. bull. de la soc. belge de géolog., de paléont. et de hydrol. Tome XVII. Année 1903. Proc. Verb. séance du 15 déc. 1903, pag. 636—643.

Oberhummer E.: Die Stellung der Geographie zu den histor. Wissensch. — Antrittsvorlesung 1904.

Philipp Hans: Paläontologisch-geologische Untersuchungen im Gebiete von Predazzo. — Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft. Bd. LVI. Berlin 1904.

Proboscht H.: Über den Analcim-Melaphyr von Pizmeda. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904.

Romberg J.: Über die Altersbeziehungen der Eruptivgesteine im Fassa- u. Fleimstale. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1903, Nr. 18.

Derselbe: Über Melaphyr und Camptonit aus dem Monzonigebiete. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 275—279.

Salomon W.: Über die Stellung der Randspalten des Eberbacher- u. d. Rheintalgrabens. — Sonderabdruck a. d. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. Bd. 55, H. 3, 1903.

Salomon W. und Nowomejsky M.: Die Lagerungsform des Amphibolperidodites und Diorites von Schriesheim im Odenwald. — Verh. d. naturw.-med. Ver. in Heidelberg. N. F. Bd. VII, H. 5, pag. 633. Heidelberg 1904.

Scádeczky J.: Beiträge zur Geologie des Vlegyásza-Bihar-Gebirges. — Földtani Közlöny. Bd. XXXIV, 1904.

Schaffer F.: Geologie von Wien. I. Teil. — Mit einer geolog. Karte. Wien 1904.

Steinmann G., Hock H., Bistram A. v.: Zur Geologie des südöstlichen Boliviens. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min., Geolog. u. Paläontologie, 1904.

Sueß Fr. E.: Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südl. Teile der Brünner Eruptivmasse. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1903, Nr. 18.

Tannhäuser F.: Die jüngeren Gesteine der Equatorianischen Ost-Cordillere von Cordillera de Pillaro bis zum Saugay sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. — Inaug.-Dissert. Berlin 1904.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

B. Baumgärtel. Das Nebengestein der Chromeisenerzlagerstätten bei Dubostica in Bosnien und das Auftreten von sekundär gebildetem Chromit in demselben. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 393—400. Tafel IX. G. 17, 82. dk.

A. Sigmund. Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 401—405. G. 82. dk.

A. Sigmund. Graphit im Granulit bei Pöchlarn. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 406—409. G. 17, 60. dk.

A. Sigmund. Über den Amphibolgranit bei Winden in Niederösterreich. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 410—412. G. 82. dk.

V. Zeleny. Ein Magnetkiesvorkommen in der Lobming bei Knittelfeld. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII. H. 5, pag. 413—414. G. 17. dk.

C. Hlawatsch. Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien. (II. Åkermannit, Melilith, Gehlenit.) — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 415—450. (Mit 3 Textfiguren.) G. 410, 420, 510.

M. Stark. Zusammenhang des Winkels der optischen Achsen mit dem Verhältnis von Forsterit- und Fayalit-Silikat beim Olivin. — Min. Petr. Mitt. Wien. Bd. XXIII, H. 5, pag. 451—452. (Mit 1 Textfigur.) G. 17, 510.

XXI. Das Nebengestein der Chromeisenerzlagerstätten bei Dubostica in Bosnien

und das Auftreten von sekundär gebildetem Chromit in demselben.

Von **Bruno Baumgärtel** in Clausthal.

(Hierzu Taf. IX.)

In Bosnien finden sich Chromeisenerze, wie an so vielen anderen Punkten der Erde, gebunden an Serpentine.[1]) Diese letzteren nehmen nebst anderen Eruptivgesteinen, nämlich Gabbros, Diabasen und deren Tuffen, teil an der Zusammensetzung eines 132 *km* langen Gebirgszuges, der von Kladanj im Südosten bis nach Banjaluka im Nordwesten streicht, und sind sämtlich, wenigstens im südöstlichen Teile, dem Gebiete der Krivaja, „sicher älter als kretazeisch und gehören mindestens dem Jura an".[2]) Der Chromeisenstein tritt namentlich bei Dubostica nördlich von Vareš in solcher Menge auf, daß er Veranlassung zu ausgiebigem Bergbau geworden ist.

Die Lagerstättensammlung der kgl. Bergakademie zu Clausthal verdankt der Hüttenverwaltung zu Vareš eine Reihe von Gesteins- und Erzstufen aus den Chromerzgruben der genannten Örtlichkeit. An denselben wurden einige Beobachtungen gemacht, die im nachfolgenden mitgeteilt werden mögen:

Die Mineralien, die sich u. d. M. als die Bestandteile der vorliegenden, richtungslos-körnigen Gesteine zu erkennen geben, sind,

[1]) Bruno Walter, Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätten Bosniens, 1887, pag. 213.

[2]) Katzer, Geol. Führer durch Bosnien und die Herzegowina, Sarajevo 1903, pag. 26.

annähernd nach dem Mengenverhältnis geordnet, folgende: Chromit, rhombischer und monokliner Pyroxen, Olivin, Serpentin in verschiedener Ausbildung, Bastit und Chromspinell.

Mit deutlicher krystallographischer Begrenzung findet sich nur bisweilen der Chromit, und zwar in Form von scharfen Oktaedern als Einschluß in durchaus frischen Pyroxenen. Das beweist, daß seine Ausscheidung eine primäre gewesen ist und vor der Erstarrung der Pyroxene begonnen hat. Außerdem bildet er größere Zusammenballungen, die unregelmäßig gerundete Umrisse zeigen, stellenweise jedoch auch wieder von geraden Linien, also krystallographisch, begrenzt sind (siehe Fig. 1). In dünnen Schichten, meistens am Rande größerer Partien, wird er braun-durchsichtig. In einzelnen Gesteinsproben tritt er nur in vereinzelten Krystallkörnern auf, in anderen nimmt er an Menge immer mehr zu, und zwar schließlich so sehr, daß er die Silikate vollständig verdrängt und am Ende alleiniger Gesteinsgemengteil ist.

Der rhombische Pyroxen erscheint im Dünnschliff farblos, in isolierten Splittern lichtbräunlich gefärbt. Letztere, meist Spaltblättchen parallel der prismatischen Spaltbarkeit, zeigen u. d. M. immer Auslöschung parallel den Spaltrissen und einen deutlichen Pleochroismus. Der parallel der c-Achse schwingende Strahl ist grünlich gefärbt, der senkrecht dazu schwingende lichtbräunlich. Ein senkrecht zu der prismatischen Spaltbarkeit getroffener Schnitt im Schliff zeigt den Austritt einer spitzen Bisektrix, welcher parallel die Schwingungsrichtung der größten Lichtbrechung liegt. Das Mineral ist demnach optisch positiv. Nach diesen seinen Eigenschaften ist dasselbe ein Bronzit.

Im allgemeinen ist derselbe noch sehr frisch. Nur bisweilen beobachtet man von durchsetzenden Rissen ausgehend eine Umwandlung in ein faseriges Aggregat von gelblicher Farbe und schwacher Doppelbrechung. Auch die Lichtbrechung ist bedeutend niedriger als die des ursprünglichen Minerals. Dieses Zersetzungsprodukt des Bronzits dürfte wohl Bastit sein.

Vom rhombischen Pyroxen bereits durch seine höhere Doppelbrechung unterschieden ist der monokline. Derselbe ist auch im Dünnschliff noch deutlich grün gefärbt und verschiedene Körner lassen Pleochroismus erkennen. Der eine Strahl erscheint bläulichgrün, der andere farblos. Bisweilen wechseln die Farben auch zwischen

bläulichgrün und gelblichgrün. Die Auslöschungsschiefe zu den Spaltrissen ist eine sehr bedeutende, der größte gemessene Wert beträgt 35°. Einzelne Individuen lassen den schiefen Austritt einer optischen Achse erkennen. Dieselben sind wahrscheinlich parallel der Querfläche getroffen, nach welcher neben der prismatischen Spaltbarkeit eine Absonderung vorhanden zu sein pflegt. Nicht selten finden sich reihenweise angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse.

In isolierten Körnern sind die Erscheinungen der Farbe wie des Pleochroismus noch deutlicher. Die Auslöschungsschiefe beträgt in solchen immer ca. 30°, offenbar, weil wir es vorherrschend mit prismatischen Spaltblättchen zu tun haben.

Es lassen sich Verwachsungen von rhombischem und monoklinem Pyroxen beobachten. Bisweilen ist in ein gerade auslöschendes Korn des ersteren nur eine ziemlich breite Lamelle des zweiten eingeschaltet, oft eine große Anzahl von solchen. Die Breite der letzteren sinkt dann zu großer Feinheit herab, doch sind dieselben durch ihre Helligkeit bei der Dunkelstellung des umgebenden Bronzits noch deutlich zu erkennen.

Auch der monokline Pyroxen ist vielfach vollständig unzersetzt. Die schöne grüne Farbe desselben legte die Vermutung nahe, daß sie von einem Chromgehalt des Minerals herrühre. Um das zu untersuchen, wurden von einem Handstück, in welchem das letztere, wie zwei von demselben angefertigte Dünnschliffe deutlich zeigten, noch tadellos frisch war, größere Splitter losgeschlagen, im Mörser zerkleinert und mit Hilfe von Sieben auf eine bestimmte Korngröße gebracht. Aus diesem Mineralgemenge wurden zunächst mit Hilfe der Lupe reine Körner des grünen Pyroxens ausgesucht und dieselben noch alle einzeln unter dem Mikroskope einer Nachprüfung auf ihre Reinheit hin unterzogen, insbesondere mußte darauf geachtet werden, daß dieselben keinen Chromit, welcher an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt ist, mechanisch umschlossen. Mit einem ziemlichen Aufwand an Zeit und Mühe gelang es auf diese Weise, hinreichendes und einwandfreies Material zusammenzubringen, um dasselbe auf Chrom prüfen zu können.

Es wurden zunächst 10 *mg* der ausgelesenen Substanz im Platintiegel mit $1^1/_2$ Volumen Soda und $1^1/_2$ Volumen Pottasche zusammengeschmolzen, die Schmelze in Salzsäure gelöst und zur Trockne eingedampft. Sodann wurden die Chloride in Wasser aufgelöst und

filtriert, wobei die Kieselsäure zurückblieb. Zur Überführung des in Lösung befindlichen Eisenchlorürs in Eisenchlorid wurden in der Kochhitze einige Tropfen Salpetersäure zugesetzt, die saure Lösung mit Ammoniak gesättigt, der entstehende Niederschlag abfiltriert. Letzterer wurde, nachdem das Filter verascht worden war, im Platintiegel mit Soda und Salpeter geschmolzen, die Schmelze in Wasser gelöst, abfiltriert und zu der mit Essigsäure versetzten Lösung eine Lösung von Bleiazetat in Wasser zugegeben. Es resultierte ein schön gelber Niederschlag in ziemlicher Menge, der in der Boraxperle vor dem Lötrohre sowohl im Oxydations- wie im Reduktionsfeuer eine deutlich grüne Färbung ergab. Er bestand demnach aus Bleichromat.

Weiter wurden 5 *mg* der reinen, grünen Pyroxensubstanz auf dem Platinblech mit Soda und Salpeter zusammengeschmolzen. Die deutlich gelbe Farbe der Schmelze bewies gleichfalls den Chromgehalt des Minerals.

Endlich erhielt man noch mit nur 2 *mg* der Substanz in der Boraxperle vor dem Lötrohre sowohl im Oxydations- wie im Reduktionsfeuer die grüne Chromfärbung.

Es muß ausdrücklich hervorgehoben werden, daß alle Reaktionen, mit Hilfe deren das Chrom nachgewiesen wurde, mit großer Deutlichkeit auftraten. Das berechtigt wohl zu der Annahme, daß der Chromgehalt des Minerals ein recht beträchtlicher ist.

Nach dem optischen und chemischen Befunde ist der monokline Pyroxen ein Chromdiopsid.

In einzelnen Gesteinspartien, wo derselbe fast ausschließlicher Bestandteil ist, zeigt er eine teilweise Umwandlung in ein farbloses Mineral. Dasselbe erweist sich u. d. M. als ein fein-, bisweilen groberblättriges Aggregat von einer Lichtbrechung, die wenig von der des Kanadabalsams abweicht, und niederer Doppelbrechung. Die einzelnen Blätter sind entweder regellos zueinander gelagert, an anderen Stellen so, daß sie sich unter einem rechten Winkel kreuzen, dann ist wieder bisweilen ihre Anordnung eine radialstrahlige. Allem Anschein nach ist dieses Umwandlungsprodukt des grünen Pyroxens Blätterserpentin. Diese Zersetzung findet sich in erster Linie auf der Grenze der einzelnen Pyroxenkörner, bisweilen greift sie auch auf Rissen in dieselben hinein. Wo sich größere Serpentinmassen zwischen den Pyroxen eingeschaltet haben, beobachtet man in denselben wie schwimmend erscheinend losgerissene, vielfach rundliche

Pyroxenfragmente. Offenbar sind dieselben infolge der mit der Serpentinisierung Hand in Hand gehenden Volumzunahme von den randlichen Partien der umliegenden Pyroxene abgequetscht worden. Es läge dann also an solchen Stellen gewissermaßen eine mikroskopische Reibungsbreccie vor.

In solchen Schliffen, die eine teilweise Umwandlung des grünen Pyroxens in Blätterserpentin zeigen, findet sich eine weitere merkwürdige Erscheinung. Es treten nämlich überall dort, wo die Serpentinisierung eingesetzt hat, das heißt vornehmlich auf der Umrandung der einzelnen Pyroxene, dann aber auch auf Spalten und Rissen in denselben, Schnüre von Krystallkörnern auf, die, wenn sie eine gewisse Größe überschreiten, als opakes Erz erscheinen, meist aber, weil sie sehr klein sind, mit gelbbräunlicher Farbe durchsichtig werden. Dieselben sind optisch isotrop. Nach diesem Verhalten können sie nichts anderes sein als Chromit. Das Fehlen desselben in dieser Art des Auftretens dort, wo der Pyroxen noch frisch ist, und sein Gebundensein an teilweise serpentinisierte Partien spricht dafür, daß er in Zusammenhang mit dieser Gesteinszersetzung entstanden ist. Es hat sich also hier bei der Umwandlung des Chromdiopsids **Chromit sekundär gebildet**, ähnlich wie sich bei der Serpentinisierung eisenreicher Olivine der Eisengehalt derselben in der Form von Magnetit abgeschieden hat.

Wie wir oben gesehen haben, findet sich in den vorliegenden Gesteinen weitverbreitet Chromit, der nach der ganzen Art seines Auftretens als primär angesehen werden muß. Es könnte nun vielleicht der Einwand gemacht werden, daß der vorliegende zwischen den einzelnen Pyroxenkörnern und auf Rissen in demselben feinverteilte Chromit ein Pulver sei, welches aus dem primären Chromit durch dieselbe Reibung hervorgebracht worden ist, welche die oben beschriebenen Pyroxenfragmente losgequetscht hat. Dem steht aber entgegen, daß die Chromitkörnchen von einer solchen Zertrümmerung nichts erkennen lassen, vielmehr zeigen dieselben oft Krystallform, indem sie als scharfe Oktaederchen auftreten. Sie sind also sicher dort auskrystallisiert, wo sie sich jetzt finden, und da das nur der Fall ist in zum Teil umgewandelten Gesteinen, so ist ihre Entstehung mit dieser Umwandlung in Zusammenhang zu bringen. Es hat sich in ihnen der Chromgehalt des zu Serpentin zersetzten Chromdiopsids, der, wie nachgewiesen wurde, ein ziemlich beträchtlicher ist, ausgeschieden.

Die Erscheinungsweise des sekundär entstandenen Chromits im Gesteine zeigt die Dünnschliffphotographie Fig. 2, Taf. IX. Der Unterschied gegenüber dem primär gebildeten in Fig. 1 fällt ohne weiteres in die Augen. Man sieht einerseits die Anordnung der Chromitkryställchen auf den Umrissen der einzelnen Pyroxenkörner, andrerseits auf Klüften im Mineral. Das ganze Bild erinnert auch an die magmatische Resorption, die in andesitischen Gesteinen Biotit und Hornblende, welche sich in der Tiefe gebildet haben, unter den veränderten physikalischen Bedingungen an der Erdoberfläche durch den Schmelzfluß erleiden. Hat dieselbe nicht das ganze Mineral ergriffen, so umrandet ein Gemenge von Magnetit- und Augitkrystallen die noch frischen Kerne desselben. In ähnlicher Weise umsäumt hier der sekundäre Chromit unzersetzte Reste von Chromdiopsid.

Ein weiterer Gesteinsgemengteil ist der Olivin. Wo er sich findet, zeigt er eine weitgehende Umwandlung in Serpentin, und zwar ist es ein deutlich gefärbter, pleochroitischer Faserserpentin — mit einem Wechsel der Farben grün und bräunlich —, der aus ihm hervorgegangen ist. Er besitzt die charakteristische „Maschenstruktur". Mit der Serpentinbildung hat gleichzeitig die Ausscheidung eines opaken Minerals, das wahrscheinlich Magnetit ist, stattgefunden. Es treten noch allenthalben frische Überreste des farblosen Olivins in dem Umwandlungsprodukt auf. Bisweilen sind Bronzitkörner in Olivinmassen und daraus hervorgegangenen Serpentin eingeschlossen. Man kann dann immer erkennen, daß der rhombische Pyroxen viel weniger leicht umgewandelt wird. Es pflegen höchstens durch größere Individuen von benachbarten Olivin- und Serpentinpartien aus einzelne Serpentinadern hindurchzusetzen.

Die Ausdehnung bei der Serpentinisierung hat vielfach außer der schon oben erwähnten Zerreibung der Pyroxene eine innere Zertrümmerung der Gesteinsbestandteile mit sich gebracht. Der Chromdiopsid zeigt oft Kataklasstruktur. In einem Korn des Bronzits haben durchsetzende Bastitadern an einem Spaltriß eine Verwerfung erlitten. Die Bronzite sind vielfach stark gebogen. Das kann bis zur völligen Zerreißung und Zerreibung des Minerals zu einem feinkörnigen Aggregat führen.

Neben dem Olivin findet sich Chromspinell in größeren Individuen, die mit der charakteristischen braunen Farbe durchsichtig werden und keine krystallographische Begrenzung zeigen.

Eine eigentümliche Erscheinung bietet er insofern, als sich auf Rissen, die ihn durchsetzen, ein opakes Erz angesiedelt hat. Vielleicht entstammt dasselbe dem Eisengehalt des Olivins, der sich auch in den durchsetzenden Serpentinadern, wie schon oben bemerkt, ausgeschieden hat.

An einzelnen der vorliegenden Handstücke finden sich in Form von Überzügen sekundär gebildete Mineralien. Das eine derselben ist von schöner, apfelgrüner Färbung und war als Nickelgymnit bezeichnet. Es ergab aber die Untersuchung mit dem Lötrohr, daß Nickel in demselben gar nicht vorhanden ist, vielmehr wiesen die erhaltenen Reaktionen nur auf Chrom hin, es ist also offenbar Chromocker.

Eine andere Neubildung, die gleichfalls Kluftflächen bekleidend auftritt, zeigt radialstrahlige Formen von weißer Farbe. Wir haben es jedenfalls mit Tremolit zu tun, der sich auch sonst so häufig als Nebenprodukt bei der Serpentinisierung bildet.

Endlich wäre noch ein Gestein zu erwähnen, welches vorwiegend aus einem weißen Mineral besteht. Die Bezeichnung als „Kluftausfüllung“ auf der beigefügten Etikette läßt vermuten, daß dasselbe gangförmig auftritt. Schon makroskopisch läßt sich an einzelnen größeren Körnern auf Spaltflächen deutliche Zwillingsstreifung erkennen und eine Betrachtung unter dem Mikroskop lehrt, daß der Hauptgemengteil des Gesteins Plagioklas ist, der zum Teil in ein glimmeriges Mineral umgewandelt ist. Vereinzelt finden sich daneben Individuen von Bronzit. Solche fast reine Feldspatgesteine finden sich auch anderswo im Zusammenhang mit Serpentinstöcken, beispielsweise in dem Serpentin von Frankenstein in Schlesien, den Liebisch[1]) beschreibt.

Wie die vorstehend mitgeteilten Untersuchungen ergeben, besteht das Muttergestein der bosnischen Chromeisenerzlagerstätten aus folgenden Mineralien: Chromit, Bronzit, Chromdiopsid, Olivin, Bastit, Serpentin und Chromspinell. Dasselbe ist nach diesem Befunde ein Lherzolith. Von hervorragendem Interesse ist in den vorliegenden Gesteinsproben die Erscheinungsweise des Chromits. Nachdem man früher fast allgemein der Ansicht gewesen war, daß

---

[1]) Liebisch, Über Hornblendegneisse und Serpentine von Frankenstein in Schlesien. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XXIX, 1877, pag. 729.

der Chromit in den Serpentingesteinen sich sekundär bei der Umwandlung von Olivingesteinen in Serpentin ausgeschieden habe — das haben zum Beispiel v. Groddeck[1]), sowie Cossa und Arzruni[2]) ausgesprochen —, hat zuerst Vogt[3]) das Auftreten von Chromit in noch vollständig frischem Olivin-Pyroxen-Gestein vom Hestmandö-Feld im nördlichen Norwegen nachgewiesen und nach ihm zeigte Ryba[4]), daß auch bei Kraubat in Steiermark Chromit in unzersetzten Partien des dortigen Peridotits sich vorfindet. In beiden Fällen ist demzufolge mit vollem Rechte der Chromit als ein primärer Gesteinsgemengteil, als magmatische Ausscheidung betrachtet worden. Auch in dem vorliegendem Lherzolith tritt der Chromit in vollständig unserpentinisiertem Gestein auf. Er ist dort unzweifelhaft primär. Daneben aber zeigt er sich in demselben Gestein in ganz eigenartiger Form — und zwar immer nur da, wo auch beginnende Serpentinisierung wahrzunehmen ist —, die nicht anders gedeutet werden kann, als daß er sich sekundär bei der Umwandlung abgeschieden habe.

Es bleibt also neben der neueren Anschauung, daß der Chromit in Serpentingesteinen primärer Gemengteil sei, die ältere Ansicht, wonach er sich bei der Serpentinisierung chromhaltiger Mineralien als Nebenprodukt sekundär bilden kann, durchaus zu Recht bestehen.

---

[1]) v. Groddeck, Lehre von den Lagerstätten der Erze, 1879, pag. 146.

[2]) A. Cossa und A. Arzruni, Ein Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Urals. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., 1883, Bd. VII, pag. 4.

[3]) J. H. L. Vogt, Beiträge zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1894, pag. 384.

[4]) Franz Ryba, Beitrag zur Genesis der Chromeisenerzlagerstätte bei Kraubat in Ober-Steiermark. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1900, pag. 337.

XXII. Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark.

Von **Alois Sigmund.**

Im Sommer 1903 wurde anläßlich einer neuen Straßenanlage zwischen den Ortschaften Jobst und Lindegg bei Fürstenfeld an zwei Stellen Basalttuff aufgeschlossen. Proben dieses Tuffes wurden von Herrn Hans Urschler, Stadtratskonzipisten in Graz, dem Kustos der mineralogischen Abteilung am Landesmuseum in Graz Herrn Dr. Eduard Hatle überbracht und von mir zur Untersuchung übernommen. Später besuchte ich selbst die neue Lokalität. Der erste Aufschluß liegt am Südabhange des mit Heidekraut und gemischtem Wald bewachsenen, zirka 40 *m* hohen Bergrückens, über den die Straße zwischen den genannten Dörfern führt; er ist von Jobst in 5 Minuten zu erreichen; der Tuff tritt hier auf einer Strecke von zirka 60 Schritten in dunklen, rauhen Höckern aus dem Straßengrunde hervor. Von hier gelangt man in einer Viertelstunde zum zweiten Aufschluß; dieser liegt am Kamme des Rückens, dort, wo die Straße denselben eingeschnitten hat; der Tuff steht hier an den Seitenwänden des Einschnittes und am Straßengrunde an und läßt sich zirka 120 Schritte weit verfolgen.

Diese aufgedeckten Tuffmassen sind Teile einer flachen Tuffkuppe, die, wie die meisten Tuffvorkommen des steirisch-ungarischen Neogenbeckens, dem Kongerientegel aufgelagert und großenteils von Belvedereschotter überlagert ist.

Der Tuff besteht vorwiegend aus hanfkorn- bis walnußgroßen basaltischen Lapilli. Diese zeigen keine oder nur sehr geringe Rollungsspuren und sehen beispielsweise den Lapilli des Vesuvs

aus dem Jahre 1872 sehr ähnlich; man kann daher annehmen, daß sie an derselben Stelle, wo der Tuff heute liegt, ausgeworfen wurden. Die Minderzahl dieser Lapilli hat ein dichtes Gefüge, die meisten sind stark porös; die Poren sind teils sehr klein, punktförmig, teils 2—3 *mm* groß, gestreckt und parallel geordnet.

Die Untersuchung der Dünnschliffe ergab, daß diese Lapilli wie jene der meisten oststeirischen Basalttuffe einem Limburgit angehören; der glasige Rest der Grundmasse ist lichtbraun und nur in geringer Menge vorhanden.

Ein kleiner Teil der Lapilli ist wie manche Limburgite im Habichtswald durch einen Gehalt an Plagioklas ausgezeichnet. Die Leisten dieses seltenen Gemengteiles durchschwärmen in ziemlich deutlicher fluidaler Anordnung stellenweise das Gewebe der Grundmasse-Augite und sind zumeist einfache Zwillinge nach dem Albitgesetze, in einzelnen Fällen auch Roctourné-Zwillinge. Nach den symmetrischen Auslöschungsschiefen günstig getroffener Zwillingslamellen ist dieser Feldspat ein Labrador.

Auch vereinzelte Einsprenglinge von brauner Hornblende wurden in den beiden Arten der Lapilli, den feldspatführenden und feldspatfreien, angetroffen.

Wie die Lapilli in anderen oststeirischen Basalttuffen und wie der Limburgit der Quellkuppen bei Stein (6 *km* südlich von Fürstenfeld) schließen auch die Lapilli des Tuffes von Lindegg abgerundete Quarzstücke als Fremdlinge ein; jedoch fehlen hier die Augitaureolen.

Solche Quarzgeschiebe stecken auch in dem die Lapilli verbindenden Zement und erreichen oft die Größe einer Haselnuß. Mit freiem Auge sind im Zement ferner ziemlich zahlreiche Blättchen von Kaliglimmer sichtbar. Diese Glimmerschüppchen und die Quarze entstammen einer glimmerführenden Sandsteinschichte, von der Fragmente bei der Eruption der Lapilli mitgerissen wurden.

Der übrige Teil des Zementes ist vulkanischen Ursprungs und besteht aus teils ölgrünen, $^1/_4$ *mm* großen, dicksäulenförmigen, teils noch kleineren lichtgrünen, schlanksäulenförmigen Augitkrystallen, aus Fragmenten von Augitindividuen, aus Olivinkörnern, endlich aus mikroskopischen Sideromelanen in Tropfenform und von bräunlichgelber bis schokoladebrauner Farbe, in denen sich stellenweise Augitmikrolithe ausgeschieden haben.

Es erübrigt noch zu erwähnen, daß manche andere Gemengteile stark zersetzt sind, auch in relativ guten Schliffen trübe und daher undefinierbar blieben.

Der Lapillituff bei Lindegg stimmt in petrographischer Beziehung mit den Tuffen des Hohenwart und des Kindsbergkogels bei Klöch überein und ist somit in die erste der vom Verfasser in der Abhandlung über die oststeirischen Basalttuffe[1]) aufgestellten Tuffgruppen einzureihen; diese umfaßt jene Tuffe, welche teils aus Limburgit- und Sideromelanlapilli, teils einem Zement aus Augitkrystallen und sedimentärem Material bestehen.

Sieht man bei diesem Tuffe von dem Fehlen sekundären Calcits ab, so gleicht er weiter auffallend dem Tuff vom Beilstein, dem unteren Tuffe des Auersberges bei Feldbach, jenem der Stadtberge bei Fürstenfeld und den schon jenseits der steirischen Grenze liegenden Tuffen von Krieselstein und Neuhaus. Unter den außerösterreichischen Basalttuffen ist der „Schlackentuff“[2]) von Mehlem a. Rh. in Rheinpreußen ihm sehr ähnlich.

Der Lapillituff von Lindegg liegt auf der nördlichen Fortsetzung jener südsüdöstlich streichenden Eruptionsspalte, auf der weiter südlich die Tuffe der Stadtberge bei Fürstenfeld und am rechten Ufer der Raab die Tuffkuppen des Haßberges, des Kuruzenkogels, des Wienerberges und des Kapfensteins aufgelagert sind. Da in den drei anderen oststeirischen, ebenfalls in annähernd meridionaler Richtung streichenden Vulkanreihen: Auersberg — Gnas, Riegersburg—Klöch und Stein bei Fürstenfeld—Neuhaus keine Ausbruchsmasse die Breite des neuen Tuffvorkommens bei Lindegg erreicht, so erscheint demnach dieser Tuff als das am weitesten nach Norden vorgeschobene Eruptivgebilde der Oststeiermark.

Da die oststeirischen Tuffhügel sowie die in der Vulkanreihe: Riegersburg—Klöch aus Tuffen und basaltischen Gesteinen aufgebauten Kuppen mit den in der westungarischen Ebene und im südlichen Bakony inselförmig emporragenden alten Vulkanen wegen ihres gleichen geologischen Alters, ihrer gleichen Tektonik und der nahen Verwandtschaft ihrer Gesteine eine geologische Einheit bilden und in ihrer gegenseitigen Lage ein System von zirka zehn in süd-

---

[1]) Siehe diese Mitteilungen, Bd. XVIII, 1899, pag. 394.

[2]) Nach Bruhns.

südöstlicher bis südöstlicher, demnach verkehrt fächerförmig streichenden Vulkanreihen[1]) erkennen lassen, so kann die Tuffkuppe bei Lindegg eigentlich nur als der am weitesten nach Nordwesten

---

[1]) J. Böckh hat zuerst (1872) die Ansicht geäußert (siehe dessen Abhandlung: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Bakony. Jb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. II und III), daß die Tuffhügel und Basaltberge im südlichen Bakony auf vier Verwerfungsspalten aufsitzen, von denen zwei parallel zur Streichrichtung der Bakonykette, die beiden anderen senkrecht darauf gerichtet sind. Es bestehe also ein annähernd rechteckiges Senkungsfeld, dessen Längsachse mit dem Plattensee parallel streiche und an dessen Rändern Eruptivmassen verteilt seien, die demnach ein Vulkansystem für sich bildeten. Dieser Annahme schloß sich auch R. Hörnes an und legte sie in seinem Werke: „Bau und Bild der Ebenen Österreichs", 1903, der Besprechung der oststeirischen Eruptivgebilde und deren Beziehungen zu den ungarischen Vorkommnissen zugrunde. (Vgl. l. c. pag. 189 und 190.)

K. Hofmann erkannte jedoch, daß die Vulkane des südlichen Bakony mit jenen in der westungarischen Ebene in petrographischer und geologischer Beziehung in innigem Zusammenhange stünden und nicht voneinander getrennt werden dürften. Er reihte jene eruptiven Massen in fünf südöstlich streichende „Reihungslinien" ein und zeichnete sie in die seiner Abhandlung: „Die Basaltgesteine des südlichen Bakony" (Jb. d. königl. ung. geol. A., Bd. III, 1879) angefügte geognostische Karte ein.

Noch während ich mit der Untersuchung der oststeirischen Basalte und Basalttuffe beschäftigt war, lernte ich auf wiederholten Reisen nach Westungarn die prächtigen, in der Pußta inselförmig emportauchenden, teils hut-, teils kegelförmigen vulkanischen Berge kennen und unter diesen genauer den Sági hegy, den großen Schomlauer Berg und im südlichen Bakony den Badacson und Szt. György hegy. Sie sitzen wie alle anderen basaltischen Eruptivmassen des steirisch-ungarischen Neogenbeckens den Kongerienschichten auf; ihre untere Hälfte besteht aus Basalttuff, resp. palagonitischem Tuffe, ihre Plateaumasse aus Nephelin-Basanit. Genau dieselben geologischen, tektonischen und lithologischen Verhältnisse herrschen aber auch am Steinberg bei Feldbach und bei den Kuppen bei Klöch, die der bedeutendsten Vulkanreihe der Oststeiermark angehören. Unter den verschiedenen westungarischen Tufftypen, die in den selbständigen, noch teilweise erhaltenen Tuffringen (z. B. bei Sitke), Tuffhügeln (z. B. bei Szigliget) und in den unteren Teilen der oben genannten Berge auftreten und die ich teils an Ort und Stelle, teils bei der Besichtigung der Sammlung westungarischer Eruptivgesteine in der k. ung. geol. Anstalt zu Pest zu sehen bekam, gibt es nicht einen, der nicht auch in der Oststeiermark vertreten wäre.

Diese Umstände führen zu der Annahme, daß die Basalttuffe und Basalte der Oststeiermark und Westungarns in geologischer Beziehung zusammengehören und daß jene fünf von K. Hofmann aufgestellen Vulkanreihen mit den Reihen in der Oststeiermark und einer im Hügellande an der steirisch-ungarischen Grenze liegenden Reihe ein einheitliches Vulkansystem bilden.

vorgeschobene Eruptionspunkt gelten. Die Tuffkuppen von Kho-Fidisch, Sitke und des Magasi hegy in Ungarn stellen die nördlichsten Ausbruchsmassen der steirisch-ungarischen Eruptivprovinz dar.

Diese zehn Vulkanreihen würden — nach einer kleinen, meines Erachtens zulässigen Erweiterung der ersten („6.“) von K. Hofmann angenommenen Reihe —, von Westen nach Osten gezählt, in nachstehender Ordnung aufeinanderfolgen:

1. Auersberg—Gnas. — Nur Tuffhügel.

[Es ist nicht ausgeschlossen, daß der 30 *km* westlich von dieser Reihe liegende und ebenfalls annähernd meridional streichende Basaltrücken von Weitendorf bei Wildon einer kurzen Nebenspalte des genannten Systems angehört, nachdem auch das postsarmatische Alter dieses Basalts durch die Beobachtung V. Hilbers (siehe die Anmerkung 1 auf pag. 182 des oben zitierten Werkes von R. Hörnes) festgestellt zu sein scheint.]

2. Riegersburg—Steinberg bei Feldbach—Hochstraden—Klöcher-Kuppen—Radein. — Ein Tuffhügel, aus Tuff und Basalt aufgebaute Berge, Säuerlinge.

3. Lindegg—Kapfenstein. — Nur Tuffhügel.

4. Stein bei Fürstenfeld—Neuhaus in Ungarn. Tuffkuppen und aus Tuff und Basalt aufgebaute Berge.

5. Kho—Fidisch—Güssing. Nur Tuffhügel.

6. Tatika—Szigliget. — Basaltberge und Tuffhügel.

(In der nördlichen Fortsetzung dieser Reihe liegen hart am Ostrande der Alpen die Basaltmassen von Pullendorf und Kobersdorf.)

7. Sitke—Kis Somlyó hegy—Szt. György hegy—Badacson—Fonyód hegy. — Tuffhügel etc., wie bei 2.

8. Köveshegy—Kopasztetö. — Aus Tuff und Basalt aufgebaute Berge.

9. Magasi hegy—Somlyó hegy—Agartetö—Boglár hegy. — Tuffhügel etc., wie bei 2.

10. Sági hegy—Somlyó hegy — Kabhegy—Tihany. — Tuffhügel etc., wie bei 2.

Kurzen Nebenspalten, die in gleicher Richtung mit den Hauptreihen in der Oststeiermark verlaufen, scheinen die Tuffhügel bei Feldbach (Kalvarienberg) und Bertlstein sowie die ursprünglich zusammenhängenden, jetzt durch Erosion getrennten Tuffmassen des Waxenegg und Beilstein aufgelagert zu sein.

XXIII. Graphit im Granulit bei Pöchlarn.

Von **Alois Sigmund.**

Bisher galt die Annahme, daß das Vorkommen des Graphits im niederösterreichischen Waldviertel auf gewisse Gneise und deren Begleiter, körnige Kalke, beschränkt sei und daß insbesondere die jenen Gneisen eingelagerten Granulitkerne niemals Graphit führen.

Im Herbste des vorigen Jahres kamen mir jedoch bei der Besichtigung der Mineraliensammlung des Stiftes Melk Proben eines niederösterreichischen Granulits in die Hand, der eisenschwarze, metallisch glänzende Blättchen enthält, die sich, wie die spätere Untersuchung erwies, als Graphit herausstellten.

Dieser Granulit stammt von einer isolierten, flachen Kuppe, die 2·5 *km* östlich von Pöchlarn unweit vom rechten Donauufer liegt und sich 100 *m* über den Spiegel der Donau erhebt. An ihrem Westfuße liegt das Dorf Ornding und über ihren Nordabhang führt die Straße von Melk nach Pöchlarn. Hart an dieser Straße, dann am Nordfuße der Kuppe, an dem die Trasse der Westbahn vorüberführt, am Nordwestabhang und am Südabhang befinden sich Steinbrüche, wo das Gestein für Straßenzwecke (Prellsteine und Schotter) gebrochen wird; hier bemerkt man überall eine deutliche Bankung des Granulits, die den Flanken der Kuppe parallel streicht und besonders in den obersten Teilen der Kuppe wie Schichtung aussieht. Es scheint demnach ein einfaches Granulitgewölbe vorzuliegen. Die Bänke sind noch von zwei Systemen meist saigerer, sich rechtwinklig kreuzender Klüfte durchzogen.

Der Graphit tritt in dem Granulit der Abhänge und der oberen Teile der Kuppe in völlig isolierten, 1—2 *mm* breiten Schüppchen auf und hat hier wie der im Gestein teils zerstreut, teils in parallelen

striemenförmigen Lagen vorkommende Biotit und der tafelförmige Cyanit den Charakter eines seltenen Nebengemengteils. Aus der Art dieses Auftretens kann man schließen, daß er schon im ursprünglichen Gesteinsmagma in irgend einer Form, sei es als Element oder in einer Verbindung vorhanden gewesen sei.

Daß diese Schüppchen dem Graphit angehören, wurde aus ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften geschlossen: die weichen, biegsamen, milden, leicht abfärbenden und spaltbaren Blättchen sind in Säuren unlöslich, blähen sich mit rauchender Salpetersäure befeuchtet und unter Zusatz von chlorsaurem Kali bei Erwärmung plötzlich wurmförmig auf und liefern, mit chlorsaurem Kali und Salpeter auf Platinblech geglüht, eine eisenschwarze Schmelze, die, mit Salzsäure benetzt, lebhaft braust, also Kohlensäure enthält.

In den tieferen Teilen der Kuppe hingegen, die in den Steinbrüchen am Nordfuße aufgeschlossen sind, kommt der Graphit außer in Schüppchenaggregaten noch als staubförmiger Überzug der Mikroperthite, Quarze und Granaten als „Graphitoid" im Sinne Sauers vor. In Schüppchen ist der Graphit teils im Gesteinsgewebe zerstreut, teils bildet er in den Schichtfugen des stellenweise dünnschiefrigen Gesteins dünne, aber kontinuierliche, ausgebreitete Lagen, die als metallisch glänzende Überzüge der Schichtflächen erscheinen. Da die Struktur des Granulits eine feinkörnige ist, erscheinen jene Partien des Gesteins, in denen die Gemengteile mit fein verteiltem Graphit überzogen sind, auf Bruchflächen als mattglänzende, dunkelgraue Flecken. Diese teils ellipsoidischen, teils verästelten graphitführenden Partien gruppieren sich aber in merkwürdiger Weise zu oft handgroßen, prächtigen Gebilden von dendritischem Aussehen. Quadratmetergroße Flächen an den Felsen der unteren Steinbrüche erscheinen mit diesen bald moos-, bald baumförmigen Gebilden gezeichnet; scharf heben diese sich vom weißen Gesteine ab und sind schon von weitem sichtbar.[1]) Die einzelnen graphithaltigen Gesteinsteile

[1]) An dieser Stelle sei jener wahren Dendriten eines Manganerzes auf manchen Schichtflächen des Granulits bei Karthaus nächst Dorf Aggsbach gedacht, die den graphitführenden Dendritoiden in den Granuliten bei Pöchlarn so täuschend ähnlich sind. Sie waren schon J. Cžjžek bekannt, der sie als Manganitdendrite erklärte. (Siehe dessen Abhandlung: Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. Jb. d. k. k. geol. R.-A., 1853, IV. Jgg., pag. 269.) Hingegen konnte ich Graphitplättchen, die nach demselben Autor im Aggsbacher Granulite vorkommen sollen (vgl. l. c., pag. 271), nicht finden.

stehen aber nicht etwa durch Graphitadern untereinander in Verbindung, sondern sie sind, wie man es mit freiem Auge und in Dünnschliffen genau verfolgen kann, immer streng begrenzt und jenseits ihrer Grenze hält sich bis zur nächsten pigmentierten Gesteinspartie auch nicht ein Stäubchen Graphit auf. Würde eine sekundäre Infiltration des Gesteins durch irgend eine kohlenstoffhaltige Substanz auf pneumatolytischem Wege erfolgt sein, wie man dies im ersten Augenblicke annehmen könnte, so ständen gewiß die einzelnen graphitführenden Partien durch mehr oder minder feine Graphitadern miteinander in Verbindung. Aber innerhalb dieser graphitführenden Gesteinspartien lagert der Graphit öfters in den Sprüngen der Quarze und Granaten, längs den Spaltrissen der Mikroperthite und der Albitspindeln sowie längs der Oberfläche der letztgenannten Einschlüsse. Daraus und aus dem Umstande, daß der Graphit niemals als Einschluß irgend eines Gesteinsgemengteils angetroffen wird, folgt, daß dieses Mineral sich erst nach der Erstarrung aller Gemengteile verfestigte.

Manchmal bildet der Graphit auf der Oberfläche der Körner wahre Dendriten und stellenweise schwillt er in weiteren Gesteinsfugen zu kleinen Nestern an; hier trifft man ihn wieder in jenen metallisch glänzenden Schüppchen, wie sie in den Schichtfugen und sehr zerstreut und als Seltenheit auch in den höheren Teilen der Kuppe auftreten.

Ganz gleiche dendritenähnliche Gebilde mit Graphit fand ich in den tieferen Teilen einer niederen, durch einen Steinbruch aufgeschlossenen Granulitkuppe, die 2·3 *km* südlich von Pöchlarn liegt und an deren Nordfuß die Straße Winden—Erlauf vorüberführt.

Diese Granulite aus der Umgebung von Pöchlarn sind nicht die ersten, aus denen ein Gehalt an Graphit bekannt ist. In G. Tschermaks Lehrbuch der Mineralogie, 5. Auflage, pag. 535 wird bei der Besprechung des Graphits auch dessen Vorkommen im Granulit von Tscheremschanka bei Miask erwähnt; hier tritt er in radialstrahligen Kugeln von zirka 3—4 *mm* Durchmesser auf. Ich konnte an Proben dieses uralischen Granulits nicht bemerken, daß diese kugelförmigen Graphitnester durch Graphitadern miteinander in Verbindung stünden; auch hier scheint demnach, wie im Granulit bei Pöchlarn, der Graphit einen spät entstandenen, aber primären Gesteinsgemengteil zu bilden.

Die Graphite Ceylons treten nach E. Weinschenk[1]) ebenfalls in Granuliten auf; das Mineral lagert in unregelmäßigen Klüften, die sich bald zu mächtigen Taschen erweitern, bald in feine Adern auflösen; diese Graphitadern durchtrümern den Granulit in allen Richtungen. Es sind also hier Gänge vorhanden, oft von symmetrischem Bau und mit Einschlüssen mannigfacher fremder Minerale, in denen der Graphit aufsetzt, und E. Weinschenk meint, sie seien auf pneumatolytischem Wege entstanden: Kohlenoxyd und Cyanverbindungen enthaltende Dämpfe, in Zusammenhang mit der vulkanischen Tätigkeit und dem Magma entstammend, seien in den Klüften des bereits erstarrten Granulits aufgestiegen und an den Wänden hätte sich ihr Kohlenstoff in Form von Graphit niedergeschlagen.

Nach den Abbildungen (Fig. 27 und 29), welche E. Weinschenk seiner Abhandlung über den Graphit von Ceylon beifügte, scheint tatsächlich in den Kontraktionsspalten der granulitischen Intrusivmasse von Ceylon eine sekundäre Injektion einer kohlenstoffhaltigen Verbindung, aus der sich der Kohlenstoff in Form von Graphit abschied, stattgefunden zu haben. Auf den Graphit in den Granuliten bei Pöchlarn ist jedoch die Weinschenksche Theorie aus den oben angeführten Gründen nicht anwendbar.

---

[1]) Die Graphitlagerstätten der Insel Ceylon. Z. f. prakt. Geol., 1900, pag. 174 bis 181.

XXIV. Über den Amphibolgranit bei Winden in Niederösterreich.

Von **A. Sigmund.**

Zwei Kilometer westlich von Melk erhebt sich beim Dorfe Winden eine zirka 20 *m* hohe, nach allen Seiten freistehende, flache Kuppe, die aus einem grobkörnigen Amphibolgranit besteht, einem Tiefengestein, das sonst in weitem Umkreise nirgends angetroffen wird. Gewiß steht es aber mit dem Granitit des südlich angrenzenden Hiesberges und auch mit den ostwärts an der Straße Winden-Melk anstehenden hornblendeführenden Schiefern in nahem Verhältnisse.

Ich finde dieses seltene Gestein in der einschlägigen Literatur nirgends erwähnt. J. Cžjžek spricht nur von einem bei Winden und Groß-Priel anstehenden Hornblendeschiefer.[1]) Vielleicht blieb es wirklich wegen Mangels an Aufschlüssen so lange unbekannt; der am Nordostfuße der Kuppe hinter dem Bergauerschen Hofe angelegte Steinbruch besteht erst seit einigen Jahren.

Mit freiem Auge unterscheidet man an dem Gesteine zunächst die graulichweißen, fettglänzenden, fast erbsengroßen Plagioklaskörner, an deren P-Flächen, wenn sie entwickelt sind, deutliche Zwillingsstreifung wahrnehmbar ist und schwarzgrüne Amphibolprismen mit Anzeichen starker Pressung. Diese zwei Minerale sind die überwiegenden Bestandteile des Gesteins. In geringer Menge ist im allgemeinen Orthoklas in rosaroten, dicktafeligen Krystallen und Quarz in grauen, eckigen Körnern, die in den Fugen zwischen den Feldspatkörnern liegen, vorhanden. Lichtgrüne, teils haardünne, teils

[1]) Joh. Cžjžek, Geologische Zusammensetzung der Berge bei Melk, Mautern und St. Pölten in N.-Ö. Jb. d. k. k. geol. R.-A., IV. Jg., 1853, pag. 264—283.

bis $^1/_2$ *cm* dicke Epidotschnüre durchschwärmen das Gestein. In ziemlich reicher Menge kommt körniger Pyrit als Einschluß des Plagioklas und des Amphibols vor.

Dünnschliffe lassen weiters folgendes erkennen:

Die Feldspate sind schon ziemlich stark zersetzt, daher trübe, der Orthoklas mehr als der Plagioklas. In symmetrischen Schnitten von Plagioklaszwillingen nach dem Albitgesetz erreichen die Auslöschungsschiefen 12°, einen Wert, der auf einen sehr basischen, einem Andesin nahestehenden Oligoklas hinweist. Die Zwillingslamellen dieses Andesins sind öfters schwach gebogen, was wohl auf einseitigen Gebirgsdruck zurückzuführen ist.

Der Amphibol ist nur mehr in Bruchstücken prismatischer Krystalle vorhanden. Er erscheint in Dünnschliffen olivengrün, homogen und stark pleochroitisch. Die Auslöschungsschiefe an Spaltblättchen beträgt 12°; demnach beträgt die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ beiläufig 18°—20°, ein Wert, der auf die gemeine grüne Hornblende schließen läßt. Stellenweise ist die Hornblende in lichtgrünen Biotit umgewandelt, der dann in garbenförmigen Büscheln auftritt, eine Erscheinung, die aus dem Zentralgneis der Tauern oder aus dem Tonalit des Hirkar u. a. seit langem bekannt ist.

Der Orthoklas tritt öfters auch in Karlsbader Zwillingen auf. Die größeren Quarzkörner sind von einem Hofe kleinster abgebröckelter Fragmente umgeben, was auch häufig bei den Feldspäten der Fall ist; daher besitzt das Gestein die „Mörtelstruktur“, die in den gepreßten Graniten so überaus häufig entwickelt ist.

Als Einschlüsse bergen die Feldspäte und die Hornblende Apatitsäulchen, die nicht selten geknickt sind, sehr spärliche Titanitkrystalle, endlich Zirkon in Krystallen von der Kombination: 100.110.111 und in eiförmigen Körnern.

Das Gestein, das in seiner überwiegenden Masse als Amphibolgranit entwickelt ist, zeigt jedoch an manchen, räumlich allerdings beschränkten Stellen Übergänge in verwandte Gesteine von teils körniger, teils schieferiger Textur. Am meisten trifft man Partien, in denen der Plagioklas neben der Hornblende ausschließlich herrschen und die einen echten Diorit darstellen. In anderen Teilen mangelt der Plagioklas, dagegen sind Orthoklas und Hornblende wie in einem Syenit stark angereichert. Anderwärts hat sich fast ausschließlich Hornblende in Körnerform ausgeschieden; die be-

treffende Stelle gleicht einem körnigen Amphibolit. Seltener sind die Fälle, wo Biotit an die Stelle der Hornblende getreten ist, die Glimmerblättchen parallel gelagert sind, eine Streckung der Plagioklase erfolgt ist und das Gestein demnach eine schieferige Struktur angenommen hat; solche Partien, die am NO-Rande der Kuppe beobachtet wurden und einer Quetschzone angehören, könnten ohneweiters als Biotitgneis bezeichnet werden.

Die randliche Schieferung des ursprünglich durchaus körnigen Gesteins, die zahlreichen, jetzt mit Epidot überzogenen Quetschflächen, die Mörtelstruktur des Hauptgesteins, die zerbrochenen Hornblendekrystalle, die gebogenen Glimmer- und Andesinlamellen, die geknickten Apatitsäulchen, kurz die Kataklasstruktur des Gesteins führen zum Schlusse, daß das granitische Eruptivmagma, welches die heute isolierte und frei gegen das Donautal vortretende Kuppe bildete, eine Pressung an den Gesteinen erfahren hat, die heute in dem zwischen Krummnußbaum und Melk sich erstreckenden Teile der Dislokationsfurche der Donau versunken liegen.

XXV. Ein Magnetkiesvorkommen in der Lobming bei Knittelfeld.

Von Viktor Zeleny.

Südlich von Knittelfeld (Steiermark) liegt im sogenannten Lobminggraben ein Freischurf auf Magnetkies, und zwar in der Nähe des Ortes Klein-Lobming beim Gehöfte Grünmüller.[1]) Das Gebiet wird aus Gneisen zusammengesetzt, welche, soweit sie sich auf dieses Vorkommen beziehen, von grünlichgrauer Farbe, seidenglänzend, von dünngeschichteter Struktur sind. Sie lassen schon äußerlich einen großen Gehalt an Muskowit erkennen, im Dünnschliff zeigen sie viel Quarz und Orthoklas, vereinzelt Plagioklas. Eine lichtgefärbte Hornblende mit einer Auslöschung von 16° ist mit größter Wahrscheinlichkeit Tremolit. Titanit in Zwillingsform ist im mikroskopischen Bilde durchaus nicht selten.

In diesem Gestein setzt ein Gang auf, welcher parallel zur Schichtung liegt, nach 3^h streicht, mit einem Winkel von 30° nach 9^h einfällt und folgende Mineralführung zeigt: die Hauptmasse ist Magnetkies, dessen chemische Zusammensetzung nach einer Analyse, die im Laboratorium der k. k. Bergakademie zu Leoben durchgeführt wurde, die folgende ist:

Schwefel	37·18%
Eisen	61·49%
Nickel	0·39%
Spur Kupfer	0·06%
unlöslicher Rückstand . . .	0·46%
	99·58%

[1]) S. Karte: 1 : 75.000, Zone 17, C. 12, Köflach-Voitsberg.

Neben Magnetkies, Zinkblende, Pyrit tritt auch ein Feldspat in der Gangmasse auf, der eine Auslöschung von 17°—18° und einen hohen Brechungsindex zeigt, weshalb er dem basischen Andesin zugerechnet werden muß. In den Blättern ist eine reiche Seriçitführung zu sehen.

Der Magnetkies tritt in einem ausgesprochenen Gange von wenigen Dezimetern Mächtigkeit auf, während die Imprägnationszone sich auf mehrere Meter erstreckt. — In seinem „Bergbaue Steiermarks" beschreibt Redlich zwei Kiesvorkommen aus der Flatschach und dem Feistritzgraben [1]), welche in innigem Zusammenhang mit dem Erzvorkommen in der Lobming stehen. Denn schon der nächste Parallelgraben, der sogenannte Kot- oder Feistritzgraben birgt Arsenkiesgänge, welche in ihren Streichen vollständig mit dem Gange in der Lobming übereinstimmen.

In einer Entfernung von etwa 14·5 *km* Luftlinie gegen Norden treten die Gänge der Flatschach auf, die wiederum das gleiche Streichen zeigen. Auffallend ist die verschiedene Mineralführung dieser drei scheinbar einem Gangkomplex angehörenden Gangvorkommen. Während in der Flatschach vor allem Kupferkiese vorherrschen und Arsenkiese mehr zurücktreten, sehen wir im Feistritzgraben den Arsenikalkies dominieren und in der Lobming schließlich treten Magnetkiese in den Vordergrund, begleitet von Zinkblende, während der Kupferkies hier fast vollständig zu fehlen scheint und ein Arsengehalt sich nur in der chemischen Analyse nachweisen ließ.

Anschließend möchte ich ein zweites Magnetkiesvorkommen erwähnen, das in der Gemeinde Oswaldgraben, politischer Bezirk Voitsberg, auftritt, etwa 14 *km* westlich vom Grünmüller in der Lobming entfernt und ebenfalls durch einen Freischurf gedeckt ist. Der Magnetkies setzt im Granatglimmerschiefer auf und ist begleitet von Kupferkies und braunem Turmalin. Letzteres Mineral ist mit dem Erz innig verwachsen, wodurch sich im Dünnschliff ein schachbrettartiges Aussehen ergibt.

Für die Überlassung des Materiales und die tatkräftige Beihilfe sage ich Herrn Professor Karl Redlich meinen wärmsten Dank.

[1]) Dr. K. A. Redlich, Die Kiesbergbaue der Flatschach und des Feistritzgrabens bei Knittelfeld. Bergbaue Steiermarks, H. 1. Leoben 1902.

XXVI. Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralien.

Von C. Hlawatsch.

(Mit 3 Textfiguren.)

II. Åkermannit-Melilith-Gehlenit.

In dieser Zeitschrift, Bd. XXI, 1902, pag. 107 u. f. hat der Verfasser versucht, den Einfluß der Dispersion auf die Interferenzfarben am Vesuvian zu erläutern und am Schlusse erwähnt, daß unter anderen zunächst der Apophyllit auf gleiche Weise untersucht werden solle. Verschiedene Hindernisse bei der Herstellung von Schliffen parallel zur Achse zwangen mich jedoch, dieses Mineral vorderhand nicht zu untersuchen, sondern die Gruppe des Melilith, die nach den Untersuchungen J. H. L. Vogts namentlich bei den Hochofenprodukten, die ihr angehören, viel Interessantes bietet. Geeignetes Material von natürlichen Vorkommen ist freilich nur spärlich vertreten. Die Leitung der mineralogisch-petrographischen Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien stellte mir (außer einer Schlacke) in liebenswürdigster Weise einen Melilith vom Vesuv und einen solchen vom Cabo di Bove zur Verfügung. Ich sage an dieser Stelle Herrn Regierungsrat Prof. Dr. Berwerth sowohl für die Überlassung des Arbeitsmateriales, als auch für die Erlaubnis, in genanntem Institute arbeiten zu dürfen, meinen aufrichtigen Dank, und ebenso allen Herren desselben, die mich bei der Untersuchung unterstützten. Ferner bin ich für die Überlassung von Untersuchungsmaterial (namentlich Hochofenschlacken) verbunden: Herrn Prof. v. Groth in München, Herrn Hofrat Prof. Höfer und Herrn Prof. v. Ehrenwerth in Leoben, besonders aber Herrn Prof. Vogt in

Christiania, der mir reichliche Mengen der von ihm untersuchten Schlacken überließ. Andrerseits erfuhr ich eine wesentliche Förderung dadurch, daß Herr Geheimrat Prof. Dr. Rosenbusch mir die Originalpräparate Wülfings und Henniges zur Prüfung sandte, während Herr Prof. Dr. Wülfing mir sein Arbeitsjournal, welches sich auf jene Messungen bezog, bereitwilligst zur Verfügung stellte. Für dieses mannigfache Entgegenkommen sei allen den genannten Herren wärmstens gedankt.

Die Methode der Untersuchung war die gleiche wie beim Vesuvian, also eine Kombination von Babinetschem Kompensator mit dem Abbeschen Okularspektroskop. In letzter Zeit hat Tertsch [1]) betont, daß die Bestimmungen mittelst Babinet in der Regel zu hohe Werte gegenüber den direkten Bestimmungen liefern, was in der Dickenbestimmung nach der Methode des Duc des Chaulnes seinen Grund haben kann; da aber der Hauptwert hier auf die relative Änderung der Doppelbrechung mit der Wellenlänge gelegt wurde, so wurde dieser Faktor nicht in Betracht gezogen. Die Messung mittelst horizontaler Verschiebung des Präparates birgt aber dort, wo nur engbegrenzte Stellen untersucht werden dürfen, noch viel größere Fehlerquellen in sich, wie sich weiter unten bei Besprechung der Messungen an den Wülfingschen Präparaten ergibt. Andrerseits war die Anwendung von Immersionsobjektiven bei der Dicke der Präparate ausgeschlossen.

Die Beleuchtung, bei der die Präparate untersucht wurden, war anfangs Sonnenlicht unter Anwendung eines Heliostaten. In den Wintermonaten jedoch wurde statt dessen eine Siemens-Effektbogenlampe (Marke gelb) verwendet, welche ein sehr schön gleichmäßig verteiltes Linien- und Bandenspektrum gibt. Näheres darüber folgt an anderer Stelle, hier sei es mir nur gestattet, der Direktion der „Wiener Elektricitätsgesellschaft", welche mir eine derartige Lampe frei zur Verfügung stellte, meinen besten Dank auszusprechen. Wir wenden uns nun zur Besprechung der einzelnen Präparate.

I. Humboldtilith vom Vesuv.

Der Krystall, welcher zur Untersuchung gelangte, entstammte einem Stücke des k. k. Hofmuseums mit der Akqu.-Nr. Ax 448 und

[1]) Miner. Mitt., Bd. XXIII, Heft I, pag. 112. — Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Univ. Wien 1904, Heft 1.

der Fundortbezeichnung: Vesuv. Auf dem Stücke saßen zahlreiche, ca. 3 *mm* dicke und 5—6 *mm* breite graue Tafeln, mit fettigem Glanze an den Bruchflächen. Der Schliff — wie die andern hier untersuchten — von der Firma Voigt & Hochgesang hergestellt, war farblos, zwischen ⊥ Nicols zeigte er an der untersuchten Stelle eine gelbrote Interferenzfarbe, während ein breiter, blau erscheinender Rand für gelb fast einfachbrechend war. Der äußerste Rand war wieder stärker doppelbrechend als das Zentrum. Die Resultate der Untersuchung sind in Tabelle I zusammengestellt. Die Vorzeichen der Zahlen gelten für jene Stellung des Präparates, bei der die Hauptachse des Krystalles ⊥ zu dem Kompensationsstreifen verläuft. Auf die gleiche Stellung beziehen sich die Angaben über die Färbung der Interferenzstreifen. Dieselbe war bei diesem Präparate: $+\lambda$ [1]) rechts schmutzig-rötlichbraun, Mitte schwarz, links himmelblau; $+\lambda/_2$ (bei || Nicols) rechts schmutzig violett, Mitte schwarz, links schmutzig grün. Den obigen Resultaten entspricht die Kurve 1 in Figur 3, in welcher die gesamten Resultate eingetragen sind. Der graue Melilith resp. Humboldtilith vom Vesuv ist also in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen schwach optisch negativ, mit Zonen, welche für rote Strahlen bereits positiv sind, letztere gehören somit schon in die Klasse der Chromocyklite. Da die Dispersion der Doppelbrechung hier aber viel schwächer als beim Vesuvian ist, so sind auch die Erscheinungen der anormalen Interferenzfarben viel weniger auffallend. [2])

II. Melilith vom Cabo di Bove.

Das Stück, auf dem die kleinen braunen Krystalle sitzen, trägt die Akquisitionsnummer AC 704. Im Schliffe erkennt man, daß die Krystalle nicht homogen sind, indem lichtgelbe Adern und Ränder von stärkerer Lichtbrechung und anderen Dispersionsverhältnissen sich von der farblosen Hauptmasse abheben. Die Resultate bezüglich letzterer sind in Tabelle II zusammengestellt; die Farben der Interferenzstreifen unterscheiden sich nicht wesentlich von denen des vorigen Präparates (Tabelle II).

---

[1]) Als $+\lambda$ gilt jener Streif, welcher vom Kompensationsstreif links liegt, wenn die Achse des Minerals ⊥ zu den Streifen steht.

[2]) S. übrigens A. Stelzner, Über Melilith etc. N. Jahrb. f. Min. II. Beil.-Bd. 1883, pag. 377.

Tabelle I.

Melilith (Humboldtilith) vom Vesuv.

	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	$\omega-\varepsilon$ für $-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	Mittlerer Fehler 0·0000	Mittel
B	— 568	— 108	+ 343	— 814	1260	0·00174	0·00166	0·00168	0·00173	0·00173	3	0·00171
D	— 393	— 6	388	782	1160	$0{\cdot}0_2193$	187	192	191	193	2	0·00191
b	— 247	+ 92	422	771	1115	$0{\cdot}0_2216$	220	212	216	218	1	0·00216
F	— 169	+ 148	462	772	1090	$0{\cdot}0_2233$	335	235	235	233	1	0·00234
G	— 8	+ 268	536	814	1088	$0{\cdot}0_2279$	279	277	280	279	1	0·00279

Nr. 1 in Fig. 3. Dicke des Präparates 153·1 μ. 10 Beobachtungsreihen.

Brechungsexponent ω (mittels Prismenmethode annähernd bestimmt) 1·634, also mit der Messung Henniges[1]) übereinstimmend.

Tabelle II.

Melilith vom Cabo di Bove.

	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	$\omega-\varepsilon$ Mittel	Mittlerer Fehler 0·000	Präparat von Wülfing: Licht	Wülfing $\omega-\varepsilon$	Hlawatsch berechnet	
B	— 79	+ 380	842	1317	1769	0·00439	2	Li	0·00530	0·00327	} Nr. 2, resp. 2*a* in 2*a'* in Fig. 3
D	+ 81	470	869	1260	1646	0·00454	2	Na	0·00517	0·00339	
b	+ 231	567	906	1245	1590	0·00484	1	Tl	0·00521	0·00359	
F	315	628	941	1251	1566	0·00507	2	λ = 488 μμ	—	0·00417	
G	484	747	1018	1290	1564	0·00559	3	λ = 443 μμ	—	0·00457	

Dicke des Präparates 143·6 μ. Interferenzfarbe blaugrün, Anzahl der Beobachtungsreihen 11.

Dicke des Wülfingschen Präparates 331 μ.

[1]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr., III. Aufl., Bd. I, pag. 369.

Wülfing hatte ein Minimum der Doppelbrechung an diesem Melilith im Gelb gefunden[1]), so wie beim Gehlenit. Auf mein Ersuchen hatte Herr Prof. Wülfing die große Liebenswürdigkeit, mir sein Messungsjournal aus jener Zeit zur Verfügung zu stellen, und auf seine Initiative sandte Herr Geheimrat Rosenbusch mir auch die betreffenden Präparate. Es war nun möglich zu konstatieren, daß beim Gehlenit eine Verwechslung des Streifens $+\lambda$ mit dem Kompensationsstreif vorliege, was ja bei der großen Dicke des Präparates nicht zu vermeiden war; beim Melilith jedoch verhinderten die auch bei diesem Präparate auftretenden gelben Ränder eine Kontrolle. Per analogiam wurde angenommen, daß auch hier auf den Interferenzstreifen $+\lambda$ eingestellt worden sei und danach die drei ersten Ziffern der Kolumne 10, Tabelle II aus Wülfings Messungen berechnet, während die zwei letzten Ziffern auf eigenen Beobachtungen mittelst Siemensscher Effektbogenlampe und bei Annahme der von Wülfing angegebenen Dicke beruhen. Auf diese Ungenauigkeit in der Annahme der Dicke ist die schlechte Übereinstimmung der beiden Kurventeile bei Nr. 2*a*, Fig. 3 zurückzuführen. Deshalb wurde die Kurve aus den Wülfingschen Beobachtungen, die naturgemäß genauer sind, da sie bei homogenem Lichte gemacht sind, punktiert verlängert. Es sei jedoch ausdrücklich betont, daß eine absolute Sicherheit dafür, daß Wülfing bei diesem Präparate $+\lambda$ und Kompensationsstreifen verwechselte, nicht existiert. Wie aus den Beobachtungen an verschiedenen Schlacken hervorgeht, gibt es tatsächlich Glieder dieser Mineralgruppe, welche einen Gipfelpunkt der Doppelbrechung im Bereiche des sichtbaren Spektrums aufweisen. Der gelbe (vermutlich sekundär umgewandelte) Rand verhinderte ein Verfolgen des Verlaufes der Interferenzstreifen an keilförmig auslaufenden Rändern, wodurch man sich allein Sicherheit verschaffen kann, doch erfordert diese Kontrolle immerhin eine große Aufmerksamkeit und es können auch hier Irrtümer leicht unterlaufen. Wie nämlich aus den Formeln der eingangs erwähnten Arbeit ersichtlich ist, muß bei keilförmigen Schliffen der Interferenzstreif, der ein Minimum in seinem Verlaufe im Spektrum aufweist, seine Farbe bei zunehmender Dicke wesentlich verändern, während der Kompensationsstreif, auch wenn er einen Gipfelpunkt zeigt, seine Färbung im allge-

---

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr., I. Bd., 3. Aufl., pag. 369.

meinen beibehält; nur wird dieselbe intensiver, die farbigen Streifen zu beiden Seiten breiter. Der gelbe Rand nun, der meist selbst sehr unhomogen, streifig und schlierig ist, zeigt ebenfalls negative, aber bedeutend schwächere Doppelbrechung, bei ihm zeigen aber $-\lambda$ und $-\lambda/_2$ die unternormalen Farben, er besitzt also die Dispersionsverhältnisse eines Vesuvians.

III. Åkermannitschlacke von Friedenshütte.

Diese Schlacke, welche von Herrn Kommerzialrat Weinberger der mineralogisch-petrographischen Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums geschenkt worden war, besteht aus einem ziemlich lockeren Aggregate kleiner, milchig trüber, quadratischer, dicker Tafeln und längeren bräunlichen Prismen. Letztere gaben am Goniometer ziemlich genau die Winkel des Monticellit. Diese Krystalle sind nach [100] gestreckt und zeigen die Kombination (010)·(021)·(110). Als Mittel aus den Messungen an 5 Krystallen erhielt ich:

Symbol	Winkel gemessen	Goldschmidt[1]) gerechnet	Goldschmidt für Fayalit	Vogt[2]) gemessen
b : k (010) : (021)	40° 58	40° 56	40° 49	40° 51
b : h (010) : (110)	66° 25	66° 33	65° 18	66° 24

Die Zugehörigkeit zum Monticellit erscheint also gesichert. Über die Bildung der Schlacke erhielt Herr Kommerzialrat Weinberger seitens der Leitung der „Friedenshütte“ in Oberschlesien folgende Mitteilung:

„Dieselbe entstammt der Produktion von Thomas-Roheisen mit 2% Phosphor und zirka 3% Mangan. Die Schlacke wurde in großen Blöcken von zirka 2 *m* Durchmesser gegossen und dann auf die Halde aufgestürzt. Da der betreffende Block zufälligerweise unter dem Schutze der darüber gestürzten Schlacke äußerst langsam erstarrte, schieden sich deutliche Krystalle aus. 10. Oktober 1900.“

Die milchig-trüben Krystalle, dicke Tafeln, Würfeln oder kurze Prismen von 1—2 *mm* Kantenlänge erwiesen sich als Åkermannit. Die Trübung ist wahrscheinlich eine Folge des Reichtums an schlauchartigen, den Kanten des Krystalles || geordneten Einschlüssen von Glas

---

[1]) Goldschmidt, Winkeltabellen, pag. 254.

[2]) Silikatschmelzlösungen, pag. 90. Die nähere Literatur über Melilith siehe in den genannten Arbeiten Vogts.

mit Libellen oder Luft. Die Messungen wurden an zwei verschiedenen Präparaten angestellt, das eine (I) war von Voigt und Hochgesang hergestellt, das andere (II) von mir. Die Resultate, in Tabelle III zusammengestellt, stimmen nicht gut überein, es muß aber dahingestellt bleiben, ob hier eine tatsächliche Verschiedenheit oder eine Ungenauigkeit in der Dickenbestimmung vorliegt, sicher ist die Differenz größer als die zwischen den Resultaten aus den einzelnen Interferenzstreifen, d. h. als der Fehler der Einstellung ausmacht. Sie erstreckt sich in gleicher Weise auf alle Farben.

Tabelle III.

Bei Präparat I zeigte $+\lambda$ die Farben: rechts lichtrötlichbraun, Mitte schwarz, links himmelblau.

Präparat II: $+3\lambda/_2$ rechts rosa, links meergrün, nic ||.
$+\lambda$ rechts blauviolett, links gelbgrün, nic +.

Den Resultaten entspricht Nr. 3 resp. 3*a* der Fig. 3. An keilförmigen Rändern des Präparates 1 konnten die unternormalen Interferenzfarben: himmelblau-fuchsrot wahrgenommen werden.

Soweit sind diese Resultate mit der Annahme einer einfachen Reihe vereinbar, bei der die positiven Glieder negative, die negativen aber positive Dispersion der Doppelbrechung zeigen. Wir wollen eine solche Reihe eine „antiloge" nennen, hingegen eine solche wie beim Vesuvian, bei denen die positiven Glieder auch positive Dispersion zeigen, eine analoge. Das nächste Präparat zeigt uns aber schon den Fall, wo im Bereiche des sichtbaren Spektrums ein Gipfelpunkt, und zwar ein Minimum in der Doppelbrechung auftritt. Die zweigliedrige Cauchysche Dispersionsformel ist hier für Erscheinungen der Doppelbrechung auch nicht angenähert anwendbar.

IV. Schlacke von Saltlake-City (Germania-Smelter).

Diese Schlacke, auf der Etikette als „Bleischlacke" bezeichnet, wurde mir von Herrn Prof. Dr. v. Groth anvertraut. Es sind 2—3 *mm* lange kurzprismatische Krystalle, die durch Einschlüsse von Fe_3O_4 und von Sulfiden meist schwarz gefärbt sind, doch beobachtet man an den Rändern hellgrünlichgelbe (im Schliffe farblose) Stellen, die von Einschlüssen frei sind. Diese Krystalle sind begrenzt von (110) (001), mitunter auch von (100). Das spezifische Gewicht beträgt etwas weniger als 3·2 (etwas niederer als Jodmethylen). Es wäre also zu erwarten, daß hier eine Gehlenitschlacke vorliege. Im Kompensator

Tabelle III. **Åkermannit von Friedenshütte.**

	$-\lambda$	$-\lambda/2$	C	$+\lambda/2$	$+\lambda$	$\varepsilon-\omega$ Mittel	Mittlerer Fehler 0·0000	II Präparate C	II Präparate $+\lambda$	$\varepsilon-\omega$	Mittlerer Fehler
B	2089	1630	1190	690	248	0·00545	4	−2434	1493	0·00594	0·00003
D	1912	1514	1127	758	339	0·00534	4	2334	1542	0·00578	0·0$_4$1
b	1759	1419	1082	742	387	0·00517	2	2231	1559	0·00562	0·0$_4$1
F	1675	1355	1043	720	409	0·00504	2	2159	1531	0·00550	0·0$_4$0
G	1520	1235	963	673	418	0·00473	3	2012	1462	0·00520	0·0$_4$1
	Dicke 159·6 μ. Interferenzfarbe lichtstrohgelb.							Dicke 304 μ.		Anzahl d. Beob.-Reihen 5	

Anzahl der Beobachtungsreihen 12. Brechungsexponent mittelst Prismenmethode per ⊥ Inzidenz gemessen $\omega = 1{\cdot}630$, Nr. 3, resp. 3 *a* in Fig. 3. [Die brechende Kante lag in der Ebene (001).]

Tabelle IV. **Fe-Åkermannit von Salt Lake City.**

	$+\lambda/2$	$+$C	$-\lambda/2$	$-\lambda$	-2λ	$\omega-\varepsilon$ Mittel	Mittlerer Fehler	
B	2642	2177	1725	1246	318	0·01204	0·0$_4$4	Dicke des Präparates 134·6 μ.
D	2464	2084	1679	1293	510	0·01163	0·0$_4$2	Interferenzfarbe neurot.
b	2399	2045	1711	1372	698	0·01166	0·0$_4$2	Anzahl der Beobachtungsreihen 12.
F	2370	2064	1750	1435	808	0·01185	0·0$_4$2	Brechungsexponent $\omega=1{\cdot}670$, $\varepsilon=1{\cdot}658$.
G	2370	2113	1840	1561	1023	0·01233	0·0$_4$4	Nr. 4 in Fig. 3.

zeigt aber dieses Präparat eine bedeutend höhere Doppelbrechung, der Kompensationsstreif weist hier selbst die für ein Minimum im Grün charakteristischen Farben: rechts rotviolett, links lichtgrün auf. An keilförmigen Rändern konnte ich mich durch den Übergang dieses Streifens in den schwarzen Kompensationsstreifen außerhalb des Präparates davon überzeugen. Dabei zeigte derselbe keine Veränderung des Farbencharakters bei abnehmender Dicke, eine Verwechslung mit einem der nächstliegenden Interferenzstreifen konnte also nicht vorliegen. + $\lambda/_2$ war rechts lichtbräunlichrot, links himmelblau, in der Mitte schwarz gefärbt, — $\lambda/_2$ links zitrongelb, rechts kobaltblau, in der Mitte war ein feiner roter Streif. Tab. IV enthält die Resultate, denen Kurve 4 in Fig. 3 entspricht. Das Minimum der Doppelbrechung liegt hier also zwischen den Linien D und b.

Tabelle IV.

Die Analyse dieser Schlacke wird später besprochen werden.

V. Kupferschlacke aus Amerika.

Diese Schlacke, welche mir ebenfalls von Herrn Prof. v. Groth übergeben worden war, ist leider ohne nähere Angabe ihres Ursprungsortes. Auf einer schwarzen zelligen Masse sitzen kleine vier-, meist aber achteckige gelbe Tafeln. Leider ging das sehr kleine (Spalt-) Präparat durch einen Bruch des Objektträgers verloren und es war nicht mehr möglich, ein gleich gutes wieder herzustellen. Die Resultate passen nämlich keineswegs in die bisherige Reihe; wohl aber finden sich gewisse Analogien mit dem Verhalten des gelben Randes am Melilith vom Cabo di Bove, wie mit dem der Schlacke von Vordernberg (s. u.). An einem für die Messung selbst nicht verwendbaren Splitter ließ sich nämlich doch feststellen, daß die tief gelben Stellen starke analoge Dispersion der Doppelbrechung in der Nähe des O-Punktes zeigen, d. h. sie war für rote Strahlen —, für violette +; lichter gefärbte Stellen zeigten stärkere — Doppelbrechung, bei schwächerer Dispersion. Im konvergenten Lichte zeigten manche Krystalle das normale Bild optisch — Substanzen.

Die Resultate sind in Tab. V zusammengestellt.

Tabelle V.

Die Beobachtungen an den bis jetzt behandelten Präparaten wurden im Sommer 1903 im k. k. naturhistorischen Hofmuseum

(min.-petr. Abteilung) bei Sonnenlicht unter Anwendung eines Heliostaten gemacht. Die durch Addition, scil. Subtraktion der Zahlen für $+\lambda$ und $-\lambda$, resp. $+\lambda/_2$ und $-\lambda/_2$ gewonnenen Werte für die Instrumentskonstante wurden mit jenen aus den Beobachtungen am Vesuvian erhaltenen zu einem Mittel zusammengezogen; letzteres stellt also das Resultat aus 332 Einzelbeobachtungen vor. Diese Zahlen sind in Kol. 1, Tab. VI angeführt. Aus ihnen wurde die Instrumentskonstante $\lambda/_K$ neu berechnet. Im Herbste wurden die Untersuchungen beim Lichte einer Siemens-Effektbogenlampe (Marke gelb) fortgesetzt, welche mir in liebenswürdigster Weise von der Direktion der „Wiener Elektricitätsgesellschaft" zur Verfügung gestellt worden war. Diese Lampen eignen sich für Untersuchungen im Spektrallicht sehr gut infolge der ziemlich gleichmäßig verteilten Linien und Banden ihres Spektrums. Bremerlampen sind wegen des Fehlens markanter Linien im Blau nicht gut zu verwenden, während sich die Effektbogenlampen von Siemens gerade durch eine Anzahl scharfer, heller Linien in diesem Bereiche auszeichnen. Behufs obiger Untersuchungen wurden folgende Linien ausgewählt:

1. Eine Linie im Rot, welche gerade noch in dem benutzten Okularspektroskop sichtbar war, im folgenden als R_1 bezeichnet. (Dieselbe gelangte erst im Verlaufe der Untersuchungen zur Verwendung, daher die Zahl für die zugehörige Instrumentskonstante ein Mittel aus weniger Einzelbeobachtungen darstellt.)

2. Eine Linie im Hellrot, knapp oberhalb eines breiten Bandes. Sie ist als R_2 bezeichnet.

3. Ein schmales gelbes Band, dicht unter der Natriumlinie, welch letztere zu lichtschwach erschien, um mit Vorteil verwendet werden zu können. Statt dessen wurden separate Beobachtungen bei Natriumlicht angestellt, die gleichzeitig als eine Art Kontrolle gelten können. Diese Linie ist als Ge bezeichnet.

4. Eine Linie im Grün unterhalb eines breiten grünen Bandes (= Gr).

5. Die letztere stärkere Linie im Blau = Bl.

6. Die Mitte einer Doppellinie im Violett = V.

Die Wellenlängen, welche diesen Linien entsprechen, wurden nach Angabe Beckes[1]) aus den Beobachtungen am Kompensator

[1]) Miner.-petrogr. Mitt., XXII, pag. 378.

Tabelle V.

Kupferschlacke.

	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	$\omega - \varepsilon$	Mittlerer Fehler 0·0₃	Bloß aus diesem Streif berechnet.
B	864	433	— 57	— 518	— 964	+ 0·00050	10	Anzahl der Beobachtungen 10.
D	769	384	+ 1	— 390	767	— 0·00013	12	Dicke 88·3 μ.
b	722	390	+ 58	— 284	627	— 0·00047	04	Nr. 5 in Fig. 3.
F	722	421	+ 108	— 212	532	— 0·00089	05	
G	826	545	+ 258	— 49	347	— 0·00244	24	

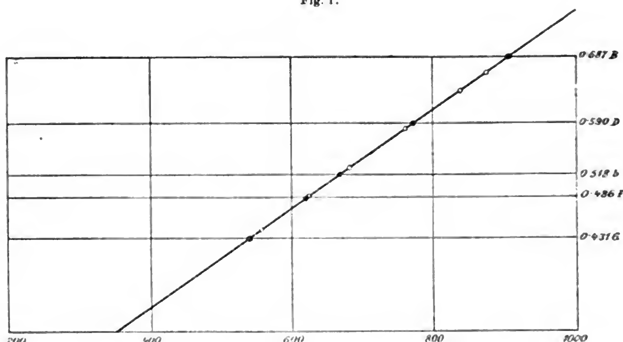
Tabelle VI.

Konstanten.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Konstanten bei Sonnenl.			λ	Anzahl d. Beobachtungen	-2λ	-6λ	
B	922	R_1	892½	0·667	98	— 1808	+ 1783	3592
D	782	R_2	855	641	131	1881	1548	3591
b	677½	Ge	772	584	131	2041	1033	3585
F	628	Gr	689½	527	131	2211	544	3591
G	547½	Bl	631½	488	131	2333	200	3597
		V	565½	443	131	2461	191½	3591
		Na				2034	1083	3594
							Mittel	3591

selbst bestimmt, nur mit der Modifikation, daß statt der Zahlen von Macé de Lépinay und des Quotienten $\frac{\varepsilon - \omega}{\lambda}$ die obigen Mittelzahlen aus den bisherigen Beobachtungen verwendet wurden. Dadurch kommt die Verschiedenheit des Materiales, die eine nicht unbeträchtliche Rolle spielen könnte, außer Betracht. Die Zahlen der Kol. 1 wurden auf einem Millimeter Papier als Abszisse, die Wellenlänge als Ordinate in ziemlich großem Maßstabe aufgetragen. (1 *mm* = 2 Einheiten der Konstante resp. 0·002 μ.) Die so erhaltenen Punkte liegen fast genau auf einer Geraden, welche in Fig. 1 in verkleinertem Maßstabe wieder-

Fig. 1.



gegeben ist; die vollen Punkte stellen die Orte für die Ausgangswerte, die leeren jene für die Linien der Siemensbogenlampe dar. Man sieht, daß für obige Zwecke die Annahme einer Geraden genügt. Die Gleichung für dieselbe würde lauten: $y = 0·6836x + 56·7$. Die einfache Ablesung an der Zeichnung erfüllt aber denselben Zweck mit genügender Genauigkeit. Gleichwohl wurde die Berechnung aus obiger Gleichung der Vollständigkeit halber auch durchgeführt und die in Kol. IV, Tab. VI angeführten Zahlen erhalten. Zur Berechnung dienten dabei die analog wie die früheren Ziffern aus den Beobachtungen selbst gewonnenen Mittelzahlen in Kol. III. In dieses Mittel sind die Werte, die an einer dickeren Hilfsplatte aus Quarz (s. u.) erhalten wurden, mit doppeltem Gewichte eingeführt, da sie aus

weiter auseinanderliegenden Interferenzstreifen erhalten wurden. Wie sich aus den Beobachtungen an den Präparaten ergibt (s. die folgenden Tabellen), ist der Fehler derselben größer, als die Differenz zwischen den Werten für Ge und denen für Na-Licht; der Unterschied in der Wellenlänge für diese beiden Linien konnte aber mittelst der im Okularspektroskope angebrachten Wellenlängenskala direkt bestätigt werden.

In Tabelle VI sind ferner noch die Zahlen für die Verschiebung des Kompensationsstreifens durch eine Quarzplatte angegeben, die zur Kompensation größerer Gangunterschiede, als das benützte Instrument gestattete, von der Firma Voigt & Hochgesang aus gleichem Material wie die Quarze des Kompensators angefertigt worden war. Da letzterer so an das Mikroskop angepaßt ist, daß die beiden Nicols um 45° gedreht werden müssen, so mußte auch die Längsrichtung dieser Quarzplatte mit der Hauptachse des Quarzes 45° bilden, wenn sie in den Schlitz oberhalb des Objektives eingeschaltet werden sollte. Da diese Orientierung sehr genau eingehalten war, so konnte die Platte durch einfache Umwendung um ihre Längsachse bei beiden Stellungen des Präparates verwendet werden; und auf gleiche Weise wurden auch die Konstanten der Platte selbst bestimmt. Natürlich muß man durch einen leichten Druck auf dieselbe dafür sorgen, daß sie genau senkrecht zur Mikroskopachse steht. Da auch der Gangunterschied der Platte mittelst des Kompensators nicht vollständig erreicht werden konnte, so mußte auf zwei Interferenzstreifen, die um 4λ differierten, eingestellt werden; diese Zahlen sind in Kol. VI u. VII enthalten. Durch Addition der Konstante für 2λ erhält man die Zahlen der Kol. VIII, welche innerhalb der Fehlergrenzen denselben Wert ergeben, da ja das Material der Platte mit dem des Kompensators ident war. Zur Bestimmung dieser Hilfskonstante wurden 20 Beobachtungsreihen gemacht, die, wie oben erwähnt, in die Bestimmung der Konstanten für die neuen Linien mit doppeltem Gewicht eingeführt werden konnten.

Das Mineral, das zunächst auf diese Weise untersucht wurde, war der

VI. Gehlenit von Monzoni.

Der untersuchte Krystall entstammte einer Stufe, die ich gelegentlich eines Besuches der bekannten Fundstelle oberhalb des Le Selle-Sees mit Herrn Prof. Osann von dort mitnahm. Der Krystall

ließ sich leicht aus dem blauen spätigen Kalkspat herauslösen. Jene Krystalle, die mit Salzsäure aus dem umgebenden Kalkspat herausgeätzt sind, was bei der Mehrzahl der käuflichen Stücke gilt, sind für diesen Zweck viel zu brüchig. Der Schliff, an dem die untenstehenden Resultate (Tab. VII, Kurve 6 in Fig. 3) erzielt wurden, war sehr schwach pleochroitisch, u. zw. ω lichtbräunlichweiß, ε fast farblos. Der Interferenzstreif $+\lambda$ des Kompensators zeigte die Farben rechts lichtgelbbraun, links himmelblau, $+\lambda/_2$ rechts blaßviolett, links schmutzigbläulichgrün. Der Brechungsexponent wurde an einem mir von Herrn Geh. Rat Prof. Rosenbusch gesandten Prisma Wülfings annähernd zu 1.655 bestimmt, was für die Dickenbestimmung genügt (Tab. VII).

Auch für Gehlenit fand Wülfing[1]) ein Minimum im Gelb. Hier war es möglich, am Originalpräparate Wülfings auf die oben angegebene Art die Verwechslung des Kompensationsstreifens mit dem $+\lambda$ Streifen nachzuweisen. Auch hier war dieser Irrtum wegen der großen Dicke des Präparates fast unvermeidlich gewesen. Wülfings Zahlen sind in Kol. VIII, Tab. VII angeführt, durch Umrechnung wurden die Zahlen 1—3 in Kol. IX erhalten, während 4—5 aus Neubeobachtungen unter Annahme der von Wülfing gemessenen Dicke berechnet sind; daraus erklärt sich die schlechte Übereinstimmung, weshalb auch bei Kurve 6*a*, Fig. 3 die Kurve aus den Zahlen Wülfings punktiert verlängert wurde. Die Differenz zwischen den Resultaten Wülfings und den meinigen an Krystallen verschiedener Stufen, wenn auch vom selben Fundorte, braucht bei einem Minerale von so wechselnder Zusammensetzung nicht wunderzunehmen.

Herr Prof. J. H. L. Vogt in Christiania hatte die Güte, mir Material von jenen Schlacken zu senden, die er untersucht hatte[2]), und zwar von den Åkermannitschlacken von Nykroppa, Sandviken, Bångbro und Bredsjö, ferner Schliffe von den Schmelzen Nr. 27 und XXXIX. Von diesen war für obige Untersuchungen leider nur die Schlacke von Bredsjö zu verwenden, da die Krystalle aller anderen einerseits zu dünne Tafeln waren, andrerseits durch winzige Einschlüsse so getrübt waren, daß es fast unmöglich war, die Dicke auch nur halbwegs genau zu bestimmen. Alle aber waren ausgesprochen optisch positiv.

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr., I. Bd. (3. Aufl.), pag. 365.

[2]) Silikatschmelzlösungen, I, pag. 49 uff.

Tabelle VII.

Gehlenit vom Le Selle-See.

	I	II	III	IV	V	VI	VII		VIII	IX	
	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	$\omega-\varepsilon$ Mittel	Mittl. Fehler		$\omega-\varepsilon$ Wülfing	$\omega-\varepsilon$ Wülfing umgerechnet	
R_2	+20	70	878	1328	1734	0·00428	$0{\cdot}0_45$	Li	0·00635	0·00482	
Na	134	—	919	—	1693	0·00445	$0{\cdot}0_42$	Na	0·00618	0·00496	
Ge	132	523	907	1297	1671	0·00442	$0{\cdot}0_42$	Tl	0·00621	0·00523	
Gr	241	588	931	1281	1628	0·00460	$0{\cdot}0_41$	—	—	—	
Bl	331	647	965	1280	1600	0·00479	$0{\cdot}0_42$	Bl	—	(0·00501)	
Viol	445	734	1019	1292	1563	0·00509	$0{\cdot}0_43$	V	—	(0·00544)	Nr. 6, resp. 6*a* u. 6*a'* in Fig. 3.

Dicke des Präparates 155·1 μ.
Interferenzfarbe grün II. Ordnung.
Anzahl der Beobachtungsreihen 10.

Dicke des Wülfingschen Präparates 230 μ.
Brechungsexponent eines Prismas Wülfings:
$\omega = 1{\cdot}655$, $\varepsilon = 1{\cdot}651$.

Tabelle VIII.

Åkermannit von Bredsjö.

	$-\lambda$	$-C_2$	$+\lambda$	$\varepsilon-\omega$	Mittlerer Fehler	für $+\lambda = c$ $\varepsilon-\omega$	
R_2	2560	1710	849	0·00505	$0{\cdot}0_41$	0·00251	Interferenzfarbe blaugrün.
Na	2434	1656	874	0·00491	$0{\cdot}0_41$	0·00260	Dicke des Präparates 253·5 μ.
Ge	2440	1669	891	0·00498	$0{\cdot}0_41$	0·00266	Anzahl der Beobachtungsreihen 16.
Gr	2313	1619	934	0·00489	$0{\cdot}0_41$	0·00281	
Bl	2204	1569	935	0·00479	$0{\cdot}0_41$	0·00285	
Viol	2063	1492	915	0·00463	$0{\cdot}0_42$	0·00283	

S. Fig. 3, Kurve 7.

In Tab. VIII sind die Resultate für die Krystalle von Bredsjö enthalten. In Kol. VI ist aus den Zahlen für + λ die Doppelbrechung unter der Annahme berechnet, daß dieser Streif der Kompensationsstreif sei. An dem Präparate fand sich nämlich keine geeignete Stelle, um den Verlauf der Streifen an keilförmigen Rändern zu verfolgen; aus den späteren Beobachtungen ergibt sich aber, daß Glieder mit einem Maximum der (+) Doppelbrechung im Blau möglich sind. Die Krystalle, makroskopisch beobachtet, sind braun, im Schliff hingegen farblos; es sind kleine Tafeln von ca. 1 *mm* Kantenlänge und etwa 1/2 *mm* Dicke. Das verwendete Präparat zeigte ausgezeichnete Sanduhrstruktur mit isomorpher Schichtung, die Unterschiede waren aber nicht sehr groß; den von Vogt beobachteten fast einfachbrechenden und den äußersten negativen Rand konnte ich nicht bemerken. Gründe für diese Verschiedenheit der Beobachtungen sind genügend vorhanden:

1. beobachtete Vogt Schliffe aus der Masse der Schlacke, während der hier untersuchte Krystall frei in einer Höhlung derselben saß, der letzten Krystallisationsphase also vielleicht entzogen war;

2. betont Vogt, daß diese Ränder äußerst schmal waren; sie konnten mithin bei einem dickeren Einzelpräparat entweder weggeschliffen worden sein oder sie kamen gegenüber der Hauptmasse nicht zur Geltung.

Wegen der isomorphen Schichtung ist auch die Genauigkeit der Messung keine große, wie dies schon die Inkonsequenz im gelben Teile des Spektrums andeutet; die Genauigkeit der Rechnung aus den Ziffern für + λ, C — λ ist nur scheinbar. Es konnte nämlich nur eine ganz winzige Stelle für die Beobachtung verwendet werden, doch war auch diese nicht groß genug, um eine Störung der Müllerschen Linien nicht zuzulassen. Der als + λ angesehene Streif zeigte die Farben: rechts schmutzig blaßrosa, links meergrün, Mitte schwarz.

Von den anderen Krystallen konnten, wie erwähnt, keine Spektralbeobachtungen gemacht werden, was um so bedauerlicher ist, als gerade unter diesen die am genauesten analysierte, die von Nykroppa, sich befindet. Im folgenden sind Zahlen, die bei Na-Licht gewonnen wurden, angeführt:

Nykroppa	0·0058	(an einem Spaltblättchen beobachtet)
Sandviken	0·0059	
Bångbro	0·0061	
durchschnittlich also . . .	0·006	

An Dünnschliffen aus Åkermann-Schmelzen

Nr. XXXIX 0·007

Nr. 27 0·015 (Dispersion sehr schwach).

Letztere Beobachtungen sind an den sehr dünnen Schliffen Herrn Prof. Vogts gemacht, die er mir in liebenswürdigster Weise zur Untersuchung gesandt hatte. Die geringe Dicke, sowie die starke Streifung der Schnitte || der Achse verringert die Genauigkeit stark, sie ist höchstens 0·001, bei Nr. 27 wohl noch geringer, jedenfalls ist aber bei diesem Präparat die + Doppelbrechung sehr hoch.

Von einigem Interesse mag eine Erscheinung sein, welche eines der Blättchen von Sandviken zeigt. Dasselbe war reich an dendritischen Einschlüssen, die, einzeln beobachtet, im Schliffe farblos waren, dem Krystalle makroskopisch aber eine grüne Farbe verliehen. Bei gekreuzten Nicols erwiesen sich dieselben als doppelbrechend, und zwar im konvergenten Lichte, als optisch 2achsig, || der Mittelrippe der Dendriten lag β, die Seitenäste bildeten mit der Mittelrippe ca. 53°.

An manchen Stellen fanden sich vereinzelte, aber größere dieser Krystalle, mit etwas anderer Anordnung der Einzelindividuen. Die Seitenäste bildeten hier ca. 25° mit der Kantennormale des Wirtes; ihre Enden wiesen mitunter stumpfe Winkel von ca. 95° auf. Da diese Einschlüsse ebenfalls optisch + waren, so erweckten sie bei schwächerer Vergrößerung den Anschein, als ob der Åkermannitkrystall hier abnormale Doppelbrechung zeige, u. zw. umso stärker, je trüber die Stelle sei. Oben angeführte Verhältnisse klären dies aber auf. Die Einschlüsse sind vermutlich Pyroxene.

VII. Eisenhochofenschlacke von Schwechat 1888.

Diese Schlacke wurde mir von Herrn Prof. Josef von Ehrenwerth in Leoben aus der dortigen Sammlung übergeben; es waren ziemlich große, kurzprismatische, gelbgrüne Krystalle von einer Länge bis zu 1 *cm* und einer Dicke von einigen Millimetern. Die meisten waren durch Einschlüsse oder durch nachherige Umwandlung (in

Pyroxen?) opak und makroskopisch von hellgrüner Farbe. Hier und da ließ sich aber doch eine durchsichtige, farblose Stelle finden, so daß sogar der Brechungsexponent mittelst Prismenmethode angenähert gemessen werden konnte. Die Resultate sind in Tab. IX enthalten. Interferenzfarbe des Präparates: reinweiß; + λ rechts bräunlichrot, links himmelblau; + $\lambda/_2$ rechts blaßviolett, links graugrün.

VIII. Schlacke von Hochofen III in Vordernberg 1886.

Diese Schlacke stammt ebenfalls aus dem Institute von Herrn Prof. von Ehrenwerth. In Höhlungen einer gelblichweißen krystallinischen Masse, die stellenweise Holzkohlenreste einschließt, befinden sich kleine 4—8eckige Kryställchen derselben Farbe. Die derbe Schlacke zeigt im Schliff neben den schwach optisch positiven Schnitten des Melilithminerales stark doppelbrechende Körner oder Krystallschnitte von den gewöhnlichen Formen des Olivins, die vermutlich Monticellit sind. Dieser Umstand verhinderte, daß eine Analyse der Schlacke gemacht werden konnte, da eine Trennung nur sehr mangelhaft durchführbar gewesen wäre. Gerade diese Schlacke bot aber so merkwürdige Erscheinungen, daß die Unkenntnis ihrer chemischen Zusammensetzung sehr zu bedauern ist. Es liegt hier nämlich ein Glied vor, das, wie die amerikanische Kupferschlacke, ganz aus der normalen Reihe herausfällt, ohne mit jener direkt vergleichbar zu sein.

Anfangs schien es, als ob ein relativ stark optisch positives Glied mit negativer Dispersion der Doppelbrechung vorliege, das sich gut in die Reihe einfügte, und so wurde auch die Rechnung anfangs geführt. (Tab. X, Kol. 6.) Bei einer nochmaligen genauen Durchmusterung des Schliffes stellte es sich aber heraus, daß die ursprüngliche Identifizierung der Streifen irrtümlich war, indem an jener Stelle ein anders orientiertes Bruchstück angelagert war. An einer kleinen Stelle des Randes konnte endlich der direkte Übergang des Kompensationsstreifens aus dem freien Gesichtsfelde in den rechts bräunlichrosa, links schmutzig-lichtblau gefärbten Streifen innerhalb des Präparates verfolgt werden, der also die einen Gipfelpunkt im Blau oder Violett charakterisierenden Farben aufwies. + $\lambda/_2$ war hellrötlichbraun, links himmelblau, —$\lambda/_2$ links schmutzig-grüngelb,

Tabelle IX. **Eisenhochofenschlacke von Schwechat.**

	−2λ	−λ	C	+λ	+2λ	ε — ω Mittel	Mittlere Fehler	
R_1	−2180	−1285	—394	+501	+1388	0·00262	$0{\cdot}0_4 1$	Dicke des Präparates 112·3 μ.
R_2	2088	1233	383	471	1324	0·00253	$0{\cdot}0_4 2$	Brechungsexponent ω = 1·64.
Na	—	1140	359	421	—	0·00241	$0{\cdot}0_4 1$	Anzahl der Beobachtungsreihen 10
Ge	1904	1131	353	418	1189	0·00240	$0{\cdot}0_4 1$	(für Na Licht 5).
Gr	1703	1015	$324^1/_2$	366	1050	0·00216	$0{\cdot}0_4 1$	Interferenzfarbe and. verwend. Stelle
Bl	1555	922	293	331	959	0·00203	$0{\cdot}0_4 4$	weiß.
Viol	1372	816	250	313	874	0·00175	$0{\cdot}0_4 2$	Fig. 3, Kurve 8.

Tabelle X. **Schlacke vom Hochofen Nr. III, Vordernberg 1886.**

	−2λ	−λ	C	ε = ω Mittel	Mittlere Fehler	ε — ω für C = +λ	
R_1	2475	1583	677	0·00270	$0{\cdot}0_4 2$	0·00622	Dicke des Präparates 189·8 μ.
R_2	2411	1552	704	0·00277	$0{\cdot}0_4 2$	0·00615	Interferenzfarbe rot (I. Ordnung).
Na	2301	1523	740	0·00293	$0{\cdot}0_4 1$	0·00605	Anzahl der Beobachtungsreihen 12 (für R_1 10).
Ge	2297	1511	740	0·00293	$0{\cdot}0_4 2$	0·00603	
Gr	2156	1462	774	0·00311	$0{\cdot}0_4 1$	0·00589	
Bl	2043	1413	791	0·00319	$0{\cdot}0_4 2$	0·00576	
Viol	1900	1340	776	0·00319	$0{\cdot}0_4 1$	0·00553	Fig. 3, Kurve 9, scil. 9a.

rechts dunkelgraublau gefärbt. Es liegt nun der Einwand sehr nahe, daß diese letztere Identifizierung eine irrige ist, was ja nicht unmöglich wäre, denn es ist keineswegs leicht, bei unregelmäßig-keilförmigen Rändern, wie es die Präparate meist bieten, mit Sicherheit die einzelnen Interferenzstreifen zu verfolgen, da durch eine plötzliche Änderung der Dicke leicht zwei ganz verschiedene Streifen aneinanderstoßen können. Es wurde darum ein Schliff durch die derbe Masse der Schlacke untersucht und darin an einem ziemlich genau senkrecht zur optischen Achse getroffenem Individuum die Doppelbrechung bestimmt. Da dieser Schliff bedeutend dünner war (ca. 40 μ), so war die Dispersion des Kompensationsstreifens eine schwächere und eine Verwechslung nicht leicht möglich. Die Messung ergab auch hier $\varepsilon - \omega = 0{\cdot}0036$, es war also wahrscheinlich, daß die Doppelbrechung für den aufgewachsenen Krystall nicht 0·006 sei, wenn auch die Doppelbrechung mit dem des aufsitzenden Krystalles nicht notwendig übereinstimmen muß. Tatsächlich wiesen die eingewachsenen Krystalle der Schlacke eine negative Dispersion der (+) Doppelbrechung auf[1]) und eine analoge Färbung des Kompensationsstreifens zeigte auch der Rand des Präparates aus dem aufgewachsenen Krystall. Es blieb also nichts übrig, als die Existenz eines solchen abnormalen Gliedes anzunehmen. Man sieht daraus, wie leicht man sich bei diesen Bestimmungen der Doppelbrechung mit Hilfe des Babinetschen Kompensators irren kann, und andrerseits, daß die Angabe Wülfings, daß der Melilith vom Cabo di Bove ein Minimum der Doppelbrechung im Gelb besitze, durchaus noch nicht sicher widerlegt ist, wenngleich die Wahrscheinlichkeit nicht dafür spricht. Bei der Besprechung der chemischen Zusammensetzung wird auf diese Frage noch einmal kurz zurückgekommen werden. Die in Tab. X angeführten Resultate sind in Fig. 3 als Nr. 9, resp. Nr. 9*a* eingetragen. Nr. 9a repräsentiert die Resultate, welche der ursprünglichen Annahme entsprechen.

IX. Schlacke von Deutsch-Feistritz.

Das letzte mittelst Spektroskop untersuchte Präparat gehörte wieder einer Bleischlacke an und entstammte dem Bleihochofen von

[1]) Vielleicht auch ein Maximum im Gelb oder Rot, was sich bei der geringen Präparatdicke nicht unterscheiden ließ.

Deutsch-Feistritz bei Peggau in Steiermark. Sie war mir in liebenswürdigster Weise von Herrn Hofrat Prof. Höfer in Leoben zur Untersuchung überlassen worden. In den Höhlungen einer schwarzbraunen, im Bruche fettglänzenden Masse saßen teils achteckige Tafeln von 1—3 *mm* Durchmesser und 0·1—0·5 *mm* Dicke, teils kurze, dicke Prismen oder Würfel bis zu dünnen quadratischen Nadeln. Viele dieser Krystalle waren von einer sulfidischen Haut überzogen oder waren reich an schwarzen, meist magnetischen Einschlüssen (FeS? Fe_3O_4). Die dünnen Nadeln waren von diesen Verunreinigungen ziemlich frei und zeigten, sowie die Ränder der Prismen und einige Stellen der Tafeln schwach grünlichgelbe Färbung; im Schliff waren sie farblos. Alle diese Krystalle zeigen dieselben optischen Verhältnisse wie diejenigen von Saltlake-City, d. h. sie waren ziemlich stark negativ doppelbrechend mit einem Minimum der Doppelbrechung im Gelb oder Gelbgrün. Zur Kontrolle wurde aus einer der dünnen Nadeln ein flacher Keil geschliffen, dessen scharfe Kante ⊥ auf die Hauptachse stand und dessen eine Fläche eine natürliche Prismenfläche war. Er umfaßte die Interferenzfarben von der 2.—7. Ordnung und ließ deutlich die pag. 419 besprochenen Verhältnisse erkennen. Der Kompensationsstreif wies im ganzen Verlaufe des Keils die Farben rechts saftgrün, links violett auf, nur die Breite und die Intensität der Farben variierte. Während aber $+\lambda$ am dünnen Ende des Keiles sich von den normalen Streifen nur durch etwas bräunlicheren Ton des Gelb unterschied, zeigte es am dicken Ende desselben links ziegelrot, rechts lichtblau mit grünlichem Stich, $-\lambda$ war an diesem Ende rechts hellzitrongelb, links tiefblau gefärbt.[1]) Die Lage der Streifen $+\lambda$, $+\lambda/_2$, C, $-\lambda/_2$ $-\lambda$ im Beugungsspektrum ist angenähert in Fig. 2, S. 439 wiedergegeben, indem die Zahlen der Kol. 1—5, Tab. XI in geeignetem Maßstabe als Abszissen, die Wellenlängen als Ordinaten aufgetragen wurden. Die entsprechenden Farben bei + Nicols sind oberhalb, jene bei ∥ Nicols unterhalb angegeben. Wie aus Kurve Nr. 10 in Fig. 3 hervorgeht, unterscheidet sich diese Schlacke nur durch das etwas gegen das rote Ende geschobene Minimum und die stärkere Doppelbrechung von jener von Salt Lake

[1]) Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Keil, um diese Verhältnisse deutlich zu zeigen, mit der Hauptachse ∥ dem Kompensationsstreif gestellt werden mußte, also die verkehrte Farbenfolge zeigt, als wie der Schliff.

City. Auch die chemische Untersuchung führte auf eine ganz ähnliche Zusammensetzung (s. u.). Die Größe und Reinheit einiger der Krystalle ermöglichten eine etwas genauere Bestimmung des Brechungsexponenten an einem von Voigt & Hochgesang geschliffenen Prisma mit einem brechenden Winkel von 48° 53′, dessen eine Fläche einer natürlichen Fläche ∥ war (nämlich derselben, welcher der Schliff geschnitten worden war). Die Messung ergab $\omega = 1 \cdot 6703$, $\varepsilon = 1 \cdot 6580$. Die Doppelbrechung $\omega - \varepsilon = 0 \cdot 0123$ stimmt also nicht mit jener, welche die Messungen mittelst Kompensators ergeben hatten, und zwar ist die Differenz bedeutend größer, als daß sie auf normale Beobachtungsfehler geschoben werden könnte. Da das Prisma vom selben Krystall stammte, wie der (im konvergenten Lichte auf seine richtige Orientierung geprüfte) Schliff, so blieb nur die Möglichkeit über, daß der Krystall nicht homogen sei, wofür der Schliff selbst eine schwache Andeutung gab. An einer Ecke zeigte sich nämlich eine geringe Änderung der sonst über das ganze Feld ziemlich gleichförmig verbreiteten lichtgrünen Interferenzfarbe, ohne daß die Dicke des Präparates wesentlich von der der gemessenen Stelle differierte. Um sicher zu gehen, ließ ich noch einen Schliff ∥ der zweiten Fläche des Prismas, die den Krystall diagonal durchsetzte, anfertigen. Tatsächlich war auch ein zonaler Aufbau angedeutet, wenngleich die Grenzen der einzelnen Schichten nicht scharf waren. (Dabei spielt allerdings der große Gangunterschied eine Rolle.) An einer Stelle nahe dem Rande wurde bei einer Dicke von 160 μ eine Verschiebung des Kompensationsstreifs um 3000 beobachtet, an einer anderen, mit lichtrosa Interferenzfarbe, bei 162 μ eine solche von 2762 [1]) Einheiten der Kompensatorverschiebung. Die beiden Interferenzfarben gingen so allmählich ineinander über, daß man an einen keilförmigen Verlauf des Schliffes hätte denken können. Obige Zahlen [2]) geben die Werte $\omega - \varepsilon = 0 \cdot 0141$, resp. $0 \cdot 0128$, die Differenz ist also größer als jene zwischen der direkten Messung der Doppelbrechung und jener mittelst des Kompensators. Daß wirklich isomorphe Schichtung vorliegt, beweist ferner ein bei +Nicols grün gefärbter, sehr schmaler

---

[1]) Diese Verschiebung soll im Folgenden mit l, die Dicke mit d bezeichnet werden.

[2]) Die Beobachtung geschah bei gewöhnlichem Lichte, wobei auf den schwarzen Teil des gefärbten Kompensationsstreifs eingestellt wurde, was ziemlich genau dem Bereiche der gelben Strahlen entsprechen dürfte.

Streif innerhalb der rosa Stelle, welcher noch geringeren Gangunterschied aufweist. Alle diese Messungen mußten bei Einschiebung der pag. 427 beschriebenen Quarzplatte vorgenommen werden, da der ganze Gangunterschied mit Hilfe des Kompensators nicht ausgeglichen werden konnte. Die Zahlen für C sind, da der Gangunterschied der Quarzplatte größer als der des Präparates war, von der Konstante derselben abzuziehen, ebenso jene Zahlen, welche mit (—) bezeichnet sind. In Tab. XI sind in Kol. 1—5 die direkten Ablesungen, in Kol. 6—10 die reduzierten angeführt.

Tabelle XI.

Bleihochofenschlacke von Deutsch-Feistritz.

	Abgelesene Zahlen				
	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$
R_1	— 1132	— 695	— 258	+ 181	+ 628
R_2	1150	720	290	+ 133	560
Na	1112	722	333	+ 57	446
Ge	1112	730	352	+ 51	440
Gr	1040	692	350	— 1	349
Bl	963	643	323	— 12	309
Viol	832	555	267	+ 15	299

	Wirkliche Verschiebung						
	$-\lambda$	$-\lambda/_2$	C	$+\lambda/_2$	$+\lambda$	$\omega-\varepsilon$ Mittel	Mittlerer Fehler
R_1	+ 2459	2896	3333	3772	4219	0·001352	$0{\cdot}0_4 4$
R_2	2441	2871	3301	3724	4151	0·001340	$0{\cdot}0_4 2$
Na	2479	2869	3258	3648	4037	0·001331	$0{\cdot}0_4 1$
Ge	2479	2861	3239	3642	4031	0·001330	$0{\cdot}0_4 2$
Gr	2551	2899	3241	3590	3940	0·001341	$0{\cdot}0_4 1$
B	2628	2948	3268	3579	3900	0·001364	$0{\cdot}0_4 2$
Viol	2759	3036	3324	3606	3890	0·001411	$0{\cdot}0_4 1$

Interferenzfarbe grün, IV. Ordnung. Dicke des Präparates 184·7 μ. Anzahl der Beobachtungsreihen 12. Konstante der Quarzplatte 3591. Für Na-Licht 5. (S. Fig. 3, Nr. 10.)

Zum Schlusse seien noch einige Messungen angeführt, die bei Na-Licht an einigen Präparaten gemacht wurden, bei welchen die Messung mittelst Spektroskop nicht ausführbar war. So vor allem ein Schliff von einem 8eckigen, tafligen Krystall derselben Schlacke. Derselbe gab bei $d = 168{\cdot}7\,\mu$. $l = 2983$ (ebenfalls mit Hilfe der Quarzplatte kompensiert) $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}0133$, auffallenderweise gleich der der säulenförmigen Krystalle.

Ferner ein Schliff eines nadelförmigen Krystalles einer Schlacke derselben Hütte, welche mir von Herrn Prof. v. Ehrenwerth übergeben worden war, die aber durch Einschlüsse stark verunreinigt ist. $l = 2735$, $d = 160{\cdot}3\,\mu$, $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}01287$. Wie man sieht, wechselt die Doppelbrechung bei diesen Bleischlacken dem absoluten Betrage nach nicht wenig, im Verhältnisse zu ihrer Stärke aber sind die Schwankungen bedeutend geringer als bei Eisenschlacken.

Endlich wurde noch ein Schliff durch einen Krystall von einer Schlacke unbekannter Provenienz aus dem Institute von Herrn Prof. v. Ehrenwerth untersucht. Derselbe zeigte ausgezeichnete Kastenstruktur und unternormale Interferenzfarben (weiß, an einigen Stellen fuchsrot). $l = 621$, $d = 110{\cdot}8\,\mu$, $\varepsilon - \omega\ 0{\cdot}0042$.

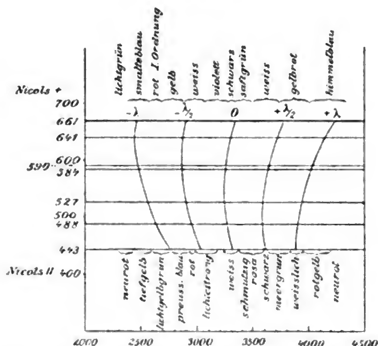
Damit seien die Beobachtungen an dem zur Verfügung stehenden Materiale beendet. Sie zeigen Verhältnisse, welche im allgemeinen selten sein dürften und die gegenüber jenen am Vesuvian bedeutend komplizierter sind. Wir haben es hier mit ausgesprochenen Gipfelpunkten im Bereiche des sichtbaren Spektrums in der Dispersionskurve der Doppelbrechung zu tun, und zwar so ausgeprägt, daß es oft nicht leicht ist, zu entscheiden, welcher eigentlich der Kompensationsstreif ist, und man auf die Verfolgung der Interferenzstreifen an keilförmigen Rändern notwendig angewiesen ist. Die zweigliedrige Cauchysche Dispersionsformel ist hier für die Doppelbrechung auch nicht annähernd anwendbar; und man muß, abgesehen von anderen Formeln, mindestens ein drittes Glied hinzunehmen. Alsdann wird die Bedingung für einen Gipfelpunkt in der Doppelbrechung lauten:

$$\frac{d\Gamma}{d\lambda} = -\frac{2}{\lambda^5}(b\lambda^2 + 2c) = 0 \text{ oder } \lambda^2 = -\frac{2c}{b} \quad . \quad . \quad . \quad (I)$$

$$\frac{d^2\Gamma}{d\lambda^2} = -\frac{4b}{\lambda^4} = \frac{8c}{\lambda^6} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (II)$$

wobei Γ die Doppelbrechung des Krystalles $= a + \frac{b}{\lambda^2} + \frac{c}{\lambda^4}$ gesetzt ist; λ ist die Wellenlänge. Ein Maximum tritt also ein, wenn c negativ, b positiv, ein Minimum, wenn c positiv, b negativ ist. Das heißt, wenn man auf das Vorzeichen der Doppelbrechung keine Rücksicht nimmt: c muß bei einem Minimum dasselbe Vorzeichen wie die Doppelbrechung (in der Mehrzahl der Fälle also wie a)

Fig. 2.



Interferenzstreifen im Kompensator bei Einschaltung des Präparates von Deutsch-Feistritz. Nr. 10.

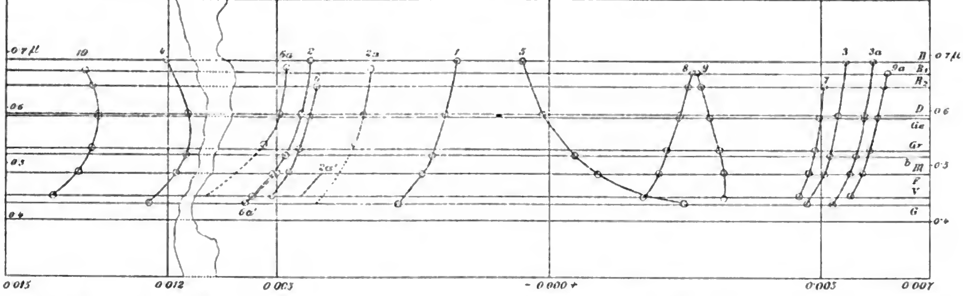
λ: 1 *mm* = 0·01 μ.

l: 1 *mm* = 50 Einheiten des Kompensators.

besitzen, b das entgegengesetzte. Immer aber muß c das entgegengesetzte Vorzeichen von b besitzen. Im folgenden ist der Wert ε—ω als + angenommen. Für den ersten Fall ist ein Beispiel die Schlacke von Vordernberg, hier ist also a +, b +, c —; für den zweiten der Fe Åkermannit der Bleischlacken, bei denen a —, b +, c — ist.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im Kompensator: *l* sei die Verschiebung des Kompensationsstreifs, a, b, c die Cauchyschen Konstanten der Doppelbrechung des zu untersuchenden Minerals, f, g, h die des Quarzes, e die Dicke des Minerals, K eine Konstante.

Fig. 8.



1. Humboldtilith vom Vesuv.
2. Melilith v. Cabo di Bove.
2 *a*. Melilith nach Wülfings Angaben reduziert.
2 *a'*. Eigene Beobachtungen an Wülfings Präparat.
3. Åkermannitschlacke von Friedenshütte.
3 *a*. Åkermannitschlacke, zweites Präparat.
4. Bleischlacke von Salt Lake City.
5. Kupferschlacke aus Amerika.
6. Gehlenit v. Le Selle-See.
6 *a*. Gehlenit nach Wülfing, reduziert.
6 *a'*. Eigene Beobachtung an Wülfings Präparat.
7. Åkermannitschlacke von Bredsjö.
8. Eisenhochofenschlacke von Schwechat.
9. Eisenhochofenschlacke von Vordernberg 1886.
9 *a*. Dieselbe unter Annahme, daß kein Maximum auftritt.
10. Bleihochofenschlacke von Deutsch-Feistritz.

Dann ist $l = \frac{e}{K} \times \frac{a + \frac{b}{\lambda^2} + \frac{c}{\lambda^4}}{f + \frac{g}{\lambda^2} + \frac{h}{\lambda^4}}$ und

$$\frac{dl}{d\lambda} = \frac{2e\lambda}{K}\left(\frac{\lambda^4(ag-fb)+2\lambda^2(ah-fc)+hb-gc}{(f\lambda^4+g\lambda^2+h)^2}\right) \quad . \quad . \quad \text{(III)}$$

Unter der Berücksichtigung, daß $\{\lambda^4(ag-fb)+2\lambda^2(ah-fc)+hb-gc\} = 0$ sein muß, fällt bei der Differenzierung dieser Größe MN, wobei $M = \frac{2e\lambda}{K(f\lambda^4+g\lambda^2+h)^2}$, N = dem Ausdrucke in der Klammer, der Teil $N\frac{dM}{d\lambda}$ weg [1]), es bleibt somit

$$\frac{d^2 l}{d\lambda^2} = \frac{8e\lambda^2}{K(f\lambda^4+g\lambda^2+h)^2}\left(\lambda^2(ag-fb)+ah-fc\right) \quad . \quad . \quad \text{(IV)}$$

Nun ist aus III:

$$\lambda^2 = \frac{-(ah-fc) \pm \sqrt{(ah-fc)^2-(hb-gc)(ag-fb)}}{ag-fb} \text{ [2])}$$

Setzen wir diese Größe in obige Formel (IV) ein, so erhalten wir als Ausdruck innerhalb der Klammer

$$\pm\sqrt{(ah-fc)^2-(hb-gc)(ag-fb)} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{V.}$$

Ist ag—fb negativ, hb—gc +, dann ist der Ausdruck unter dem Wurzelzeichen größer als ah — fc; das + Zeichen kann hier nicht gelten, da sonst wegen des negativen Nenners λ^2 negativ würde, wir haben also in diesem Falle ein Maximum. Ist aber ag — fb positiv, hb — gc negativ, so kann nur das + Zeichen gelten, wir haben ein Minimum. Es ist aber auch der Fall möglich, daß der zweite Differenzialquotient gleich 0 wird, und endlich auch der, daß für eine bestimmte Wellenlänge ein Maximum, für eine zweite ein Wendepunkt und für eine dritte ein Minimum eintritt. Dies wird namentlich dann eintreten können, wenn die Unterschiede zwischen a und f, b und g, c und h nicht groß sind. Davon ist derjenige Fall, wo alle Differenzialquotienten 0 werden, d. h. der Kompensationsstreif gerade gestreckt ist, ein Spezialfall. Er tritt natürlich ein, wenn die obgenannten

[1]) Der Fall, daß dieser Teil die Form $\frac{0}{0}$ oder $0 \times \infty$ annimmt, ist unter Betrachtung obiger Größen nicht möglich.

[2]) Die Gleichung ist eigentlich vom vierten Grade, der Wert $-\sqrt{\lambda^2}$ hat aber keinen reellen Sinn.

Größen paarweise gleich werden. Betrachten wir nun den Fall, wo das untersuchte Mineral einen Gipfelpunkt in der Doppelbrechung aufweist. Zu diesem Zwecke können wir die Bedingungsgleichung etwas umformen, indem wir schreiben $\lambda^2[a(g\lambda^2+2h)]-f(b\lambda^2+2c)+hb-gc=0$. Ist nun für eine bestimmte Wellenlänge $b\lambda^2+2c=0$, so kann der ganze Ausdruck nur dann 0 werden, wenn

$$\lambda^2[a(g\lambda^2+2h)]+(hb-gc)=0$$

ist. In den meisten Fällen wird das erste Glied das letzte überwiegen und λ muß kleiner angenommen werden, da es im ersten Glied mit einer höheren Potenz auftritt als im zweiten. Dieser Fall ist bei den Bleischlacken gut zu beobachten. Leider muß auf eine eingehendere ziffernmäßige Behandlung der Frage verzichtet werden, da die Größe der verschiedenen Konstanten nur sehr mangelhaft bestimmbar ist und darum zur Diskussion nicht herangezogen werden kann, wie unter anderen auch die sehr genauen Messungen von v. d. Willigen[1]) zeigen. Es läßt sich nur soviel mit Bestimmtheit sagen, daß h beim Quarz, also dem Materiale des Kompensators negativ ist. Bei dem positiven Melilith von Vordernberg ist $ah-fc$ positiv, da c und h negativ sind und $fc>ah$ ist. Dieser Wert tritt also in die Formel mit negativem Vorzeichen ein, hb ist negativ, gc ebenfalls, $hb-gc$ ist also, da $gc>hb$, positiv; ist $ag-fb$ negativ, so ist der Ausdruck unter dem Wurzelzeichen +; um ein $+\lambda$ zu erhalten, muß, da dieser Ausdruck größer als $ah-fc$ ist, das negative Vorzeichen gelten, wir haben also ein Maximum.

Ähnliches gilt bei den Bleischlacken; hier ist a negativ, damit wird $ag-fb$ auf jeden Fall negativ; wir erhalten also wieder ein Maximum, da aber jetzt die Verschiebung auf die entgegengesetzte Seite erfolgt, die wir als negativ in Anrechnung bringen müssen, so liegt dem absoluten Betrage nach ein Minimum vor. Natürlich läßt sich dasselbe Resultat erhalten, wenn man nur den absoluten Wert der Doppelbrechung sowohl bei Quarz wie bei dem untersuchten Mineral in Rechnung bringt. Der Ausdruck unter der Wurzel wird dann + und größer als $ah-fc$, weshalb das + Vorzeichen zu wählen ist.

Die Farbenfolge an Keilen solcher Krystalle, welche ein Maximum oder ein Minimum der Doppelbrechung aufweisen, wird sich wenig

[1]) Arch. d. Mus. Teyler, Vol. II, pag. 166, Vol. IX, pag. 40.

von der normalen unterscheiden. Eine mathematische Erörterung führt zu sehr komplizierten Formeln, doch läßt sich leicht erkennen, daß im allgemeinen ein Minimum in den Müllerschen Linien nicht eintreten wird. Es wurde darum auch von einer Konstruktion derselben abgesehen. Es ist hier übrigens nachzutragen, daß diese Konstruktion, wie sie in meiner früheren Arbeit [1]) angewendet wurde, schon Müller für die Intensitätskurven im Jahre 1846 [2]) gebraucht hat, nur führte er eine einfache Sinusfunktion statt der quadratischen bei der Darstellung ein.

Bevor die chemische Zusammensetzung der Schlacken und ihr Zusammenhang mit den optischen Eigenschaften besprochen werden soll, sei eine Erörterung eingeschaltet, wann bei einer isomorphen Mischung Glieder mit einem Gipfelpunkt in der Doppelbrechung eintreten werden. In der früheren Arbeit war nachgewiesen worden, daß unter Annahme der zweigliedrigen Cauchyschen Formel und der linearen Mischungsgleichung von Dufet ein Maximum oder Minimum nicht ableitbar ist. Nehmen wir die Dufetsche Formel auch hier an, aber die dreigliedrige Cauchysche Formel, so ist die Doppelbrechung für ein beliebiges Glied der Reihe

$$\Gamma_n = \frac{p_1\left(a_1 + \frac{b_1}{\lambda^2} + \frac{c_1}{\lambda^4}\right) + p_2\left(a_2 + \frac{b_2}{\lambda^2} + \frac{c_2}{\lambda^4}\right)}{p_1 + p_2} \quad . \quad . \quad . \quad \text{VI.}$$

und $$\frac{d\Gamma}{d\lambda} = -\frac{2}{\lambda^5(p_1 + p_2)}(\lambda^2[p_1 b_1 + p_2 b_2] + 2[p_1 c_1 + p_2 c_2])$$

wenn mit a_1, b_1, c_1 die Konstanten des einen Endgliedes, mit a_2, b_2, c_2 die des anderen bezeichnet werden. Soll ein Gipfelpunkt eintreten, so muß der Ausdruck innerhalb der Klammer $= 0$ werden, d. h. $\lambda^2 = -\frac{2(p_1 c_1 + p_2 c_2)}{p_1 b_1 + p_2 b_2}$, was aber nichts anderes ist als die Formel $\lambda^2 = -\frac{2 c_n}{b_n}$. Wollen wir dieselbe weiter untersuchen, wann ein Maximum und wann ein Minimum eintreten wird, so können wir wieder den Ausdruck in der Klammer $= v$, den Faktor außerhalb $= u$ und das Glied $v \frac{du}{dx} = 0$ setzen und wir haben:

[1]) Min. Mitt., Bd. XXI, pag. 113.

[2]) Joh. Müller, Die Farbenerscheinungen dünner Gypsblättchen im Polarisationsapparate. Frankfurt 1846. Auch die Intensitätskurven bei konstanter Dicke wurden von ihm ganz in ähnlicher Weise konstruiert.

$$\frac{d^2 \Gamma n}{d \lambda^2} = - \frac{4}{\lambda^4 (p_1 + p_2)} (p_1 b_1 + p_2 b_2) = \frac{8}{\lambda^6} \left(\frac{c_1 p_1 + c_2 p_2}{p_1 + p_2} \right)$$

d. h. $c_1 p_1 + c_2 p_2$ muß vom entgegengesetzten Vorzeichen sein wie $p_1 b_1 + p_2 b_2$, und zwar negativ (scil. vom entgegengesetzten Vorzeichen wie a_n) für ein Maximum, positiv (scil. vom gleichen Vorzeichen wie a_n) für ein Minimum. Ist z. B. c_2 negativ, so muß $p_2 c_2 > p_1 c_1$ sein, wenn ein Maximum möglich sein soll, ist es viel größer als b_1 und b_2, so könnten sogar diese beiden positiv sein. Bei der Melilithgruppe haben wir folgende Verhältnisse:

1 sei das reine Åkermannitsilikat, 2 jenes, welchem die Bleischlacken nahestehen. Dann ist a_1 +, b_1 —, und zwar ziemlich groß, jedenfalls bedeutend größer als b_2, c_1 vermutlich klein und ebenfalls —. a_2 ist —, b_2 +, c_2 — und viel größer als b_2 und c_1. Die Reihe gestaltet sich dann folgendermaßen: Die große Mehrzahl der Glieder gehört einer antilogen Reihe an, d. h. die negativen Glieder haben + Dispersion, die positiven —; dann nimmt b_2 an Einfluß zu und zunächst zeigt sich ein Minimum der negativen Doppelbrechung bei den Strahlen großer Wellenlänge, das allmählich herabwandert und das Endglied 2 kann wieder negative Doppelbrechung mit negativer Dispersion zeigen. Es existiert aber auch eine Reihe, bei der ein solcher Gipfelpunkt nicht auftritt, das entsprechende Endglied 3 mit $-a_3$, b_3 und vermutlich auch $-c_3$ ist der reine Gehlenit. Nach den Verhältnissen der Schlacke von Vordernberg zu schließen dürfte aber auch ein Glied 4 existieren, bei dem b_4 bedentend größer und positiv ist, so daß bei bestimmten Zwischengliedern der Gipfelpunkt schon auf der + Seite eintritt; in diesem Falle als Maximum. Vielleicht steht diesem Gliede die amerikanische Kupferschlacke nahe. Wie man sieht, sind die Verhältnisse bei der Gruppe des Meliliths keineswegs einfach und wir müssen sicher mehr als drei Endglieder unterscheiden, von denen zwei schon durch die Untersuchungen Vogts[1]) bekannt sind, ein drittes scheint mit dem Åkermannit eine gewisse Analogie in der Zusammensetzung zu zeigen. Wir wenden uns darum jetzt der Besprechung der chemischen Zusammensetzung zu.

Da ist nun vor allem leider wieder ein ähnlicher Übelstand zu bemerken wie beim Vesuvian. Zwar sind von Vogt eine Reihe

[1]) Mineralbildung in Schmelzmassen. Ark. v. Math. og Nat., 13—14. Bd. 123—126. Über Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen. Vid. Selsk. Skr. I. Math.-nat. Kl. 1903, Nr. 8, pag. 49—63.

trefflicher Analysen publiziert; wie aber schon an früherer Stelle bedauert wurde, sind gerade die best analysierten Krystalle zu einer ausführlicheren Messung der Dispersion der Doppelbrechung nicht tauglich. Die natürlichen Vorkommen bieten wenig klare Verhältnisse und von den optisch interessantesten Gliedern ist zu wenig reines Material für eine genaue chemische Analyse vorhanden. Ich selbst bin in chemischen Analysen zu wenig geübt, als daß ich den eigenen Analysen einen halbwegs gleichen Wert beilegen könnte wie den von Vogt publizierten; dies zeigen auch die weiter unten angeführten Zahlen. Synthetische Versuche mißlangen, da der mir von Herrn Prof. Becke zur Benutzung überlassene Gasofen nicht die nötige Temperatur erreichte um die einzelnen zur Synthese verwendeten Substanzen (in diesem Falle gebrannter Kalk, reiner Siderit und Kieselgur) zum Sintern, geschweige denn zum Zusammenschmelzen zu bringen. Herrn Prof. Becke sei für seine gütige Erlaubnis aufrichtiger Dank ausgesprochen.

Von drei Schlacken machte ich im Laboratorium für technische Chemie an der k. k. technischen Hochschule in Wien Analysen. Ich benutze diese Gelegenheit, um Herrn Prof. Suida für seine gütige Erlaubnis, in seinem Institute arbeiten zu dürfen, auf das wärmste zu danken und auch Herrn Adjunkten Dr. Öttinger, besonders aber meinem Freunde Herrn Ing. Rich. Doht, Assistent an der Lehrkanzel, für ihre liebenswürdige und ausgiebige Unterstützung in Rat und Tat. Zur Untersuchung kamen dabei die Åkermannit-Schlacke von Friedenshütte und die Bleischlacken von Saltlake-City und von Deutsch-Feistritz. Bei letzterer mußte auf eine Bestimmung der Alkalien verzichtet werden infolge ungenügender Menge reineren Materiales, daher jedenfalls die starke Differenz von 100%. Hingegen sind die Differenzen bei der Schlacke vom Germaniasmelter, Saltlake-City, nicht aufgeklärt, die Abwesenheit eines Bleigehaltes wurde qualitativ nachgewiesen, indem die Lösung beim Einleiten von Schwefelwasserstoff keine Schwarzfärbung zeigte, was trotz des massenhaft ausgeschiedenen Schwefels bei einem merklichen Pb-Gehalt eintreten müßte. Der Schwefelgehalt der Schlacke, namentlich bei (durch Aussuchen unter der Lupe, mittelst Magnet und schließlich mit Jodmethylen) gereinigtem Materiale kann auch nicht soviel ausmachen. Bei unreinem Materiale der Schlacke von D.-Feistritz wurde er zu ca. 1% gefunden. Glühverlust war keiner nachweisbar. In Tab. XII

sind eine Reihe von Analysen von Schlacken und Mineralien der Gehlenit-Åkermannitgruppe zusammengestellt, darunter (Kol. 3, 6, 7) die obigen, selbst durchgeführten.

Diese freilich recht lückenhafte Tabelle lehrt uns aber doch manches. Wie durch Vogt bekannt, ist das Fe-arme und Al_2O_3-freie Åkermannitsilikat optisch positiv; Glieder, bei denen sich der Gehalt an Ca O zu dem an Mg O ungefähr wie 2:1 verhält, zeigen mittlere positive Doppelbrechung (0·005—0·006) mit negativer Dispersion der Doppelbrechung. Ein Schliff, den mir Herr Prof. Vogt gesandt hatte und der einem Schmelzprodukt entstammte, bei dem Ca O : Mg O = 3 : 1 war, zeigte eine relativ starke positive Doppelbrechung (0·015) bei schwacher negativer Dispersion. Tonerde-reichere Glieder haben schwache positive Doppelbrechung, mit negativer Dispersion, oder schwach negative mit positiver Dispersion, einige wenige sind für blau —, für rot +, gehören also zu den Chromocykliten. Wegen der geringeren Stärke der Dispersion und der Seltenheit solcher Krystalle sind die Erscheinungen der Chromocyklite meines Wissens an Melilithen nicht näher beobachtet worden.

Der reine Gehlenit ist optisch — mit + Dispersion der Doppelbrechung. Bemerkenswert ist aber, daß der Al_2O_3-ärmere, aber Fe-reichere Melilith vom Cabo di Bove stärker optisch — ist als der Melilith vom Vesuv, der in manchen Zonen für gelb fast einfachbrechend ist. Daneben existiert aber eine zweite Reihe, von denen einige Glieder bekannt sind, die nicht mehr weit vom Endgliede entfernt sind, bei denen das Mg O zum größten Teile durch Fe O ersetzt ist, während der Ca O-Gehalt molekular fast der gleiche geblieben ist. Diese zeigen relativ starke — Doppelbrechung mi einem Minimum im Gelb oder im Gelbgrün, so daß man annehmen kann, daß das Mg O-freie Endglied stark optisch — mit negativer Dispersion oder mit einem Minimum im Violett ist. Der Unterschied im Gehalte an Fe O scheint danach auf die Stärke und den Charakter der Doppelbrechung einen größeren Einfluß auszuüben als der Gehalt an Tonerde.[1]) Aus den synthetischen Versuchen Bourgeois'[2]), die sich

[1]) Der Gehalt an Alkalien spielt selbstverständlich auch eine große Rolle, dürfte aber nicht ausreichen, um die große Differenz in der Doppelbrechung zu erklären, vielleicht aber bedingt er oder das Gehlenitsilikat die Abweichung von der Theorie (pag. 444) bei den beiden Bleischlacken.

[2]) Thèse. Reprod. par voie ignée etc., pag. 25.

Tab. XII.

	1	2	3	4	4a	5	6	7	8
SiO_2	43·96	39·27	41·92	38·48	39·86	30·47	44·21	46·89	38·83
Al_2O_3	11·20	6·42	3·22	4·75	0·60	17·79	4·24	—	0·93
Fe_2O_3	2·32	10·17	1·16	—	0·26	7·30	—	—	3·59
FeO				16·53	19·68	—	1·14	—	12·95
MnO	—	—	3·18	0·77	—	—	2·39	—	1·29
MgO	6·10	6·71	11·52	2·69	2·61	2·99	11·16	12·54	1·95
CaO	31·96	32·47	38·86	32·36	33·84	36·97	36·24	40·57	34·90
Na_2O	4·28	1·95	nicht bestimmt	0·77	nicht bestimmt	—	0·25	—	nicht bestimmt
K_2O	0·38	1·46		1·04		—		—	
H_2O	—	—	—	—	—	3·62	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaS	—	—	—	—	—	—	0·38	—	—
Zus.	100·20	98·18	100·15	97·39	96·85	99·14	100·01	100·00	94·44
D.	—	2·95	2·98	3·23ca	—	—	—	—	3·213

[1]) Diese Zahlen sind Dana, A System of Mineralogy, 6. Edit., 475—477, entnommen.

1. Humboldtilith vom Vesuv n. Kobell.[1])
2. Melilith v. Cabo di Bove, gelb, nach Damour.[1])
3. Åkermannitschlacke von Friedenshütte.
4. Fe-Åkerm.-Schlacke (Bleischlacke) v. Germania Smelter (Salt Lake City).

4a. dto. reineres Material.

5. Gehlenit, braun, Le Selle-See, Kuhn.[1])
6. Åkermannitschlacke von Nykroppa. Vogt, Silikatschmelzlösungen p. 52.
7. Åkermannitschmelze. Vogt, l. c. 51 (berechnet).
8. Bleischlacke von Deutsch-Feistritz bei Peggau.

leider fast ausschließlich mit tonerdereichen und meist alkalihaltigen Melilithen befaßten, scheint nur hervorzugehen, daß der Mangangehalt außer auf die Färbung keinen wesentlichen Einfluß auf die optischen Eigenschaften der Melilithe ausübt; Fe O-reiche Melilithe hat er nicht dargestellt. $Fe_2 O_3$ scheint eine Verstärkung der negativen Doppelbrechung zu bewirken.

Außerhalb der Reihe stehen die Melilithschlacken von Schwechat und die amerikanische Kupferschlacke. Was erstere anbelangt, so ist es sehr zu bedauern, daß das vorhandene Material eine quantitative Analyse nicht gestattet, da an der ganzen Schlacke nur verhältnismäßig wenige und sehr kleine Kryställchen saßen. Die Hauptmasse der Schlacke aber enthält sehr viel Olivin (scil. Monticellitsubstanz), welche weder chemisch noch mittelst spezifischen Gewichtes vollkommen vom Melilith trennbar ist. Es wurde darum nur eine annähernde Bestimmung der Tonerde gemacht; dieselbe betrug (inkl. $Fe_2 O_3$) ca. 7%; da der $Al_2 O_3$-Gehalt sich aber auf den Melilith konzentriert, so müßte dieser recht tonerdereich sein, was ebenfalls mit den optischen Eigenschaften nicht recht harmonieren will. Zudem differieren die optischen Eigenschaften der Krystalle der Grundmasse von denen der aufsitzenden Krystalle etwas. Die Kupferschlacke von Amerika hingegen gestattete leider gar keine chemische Schätzung. Ihrem Verhalten nach ähnelt sie der sekundären Substanz beim Melilith vom Cabo di Bove, indem auch bei ihr lichter gefärbte Partien mit schwächerer Dispersion der Doppelbrechung auftreten, vielleicht auch solche mit der den Melilithen eigentümlichen antilogen Dispersion.

Schließlich kann ich doch nicht umhin, auf ein merkwürdiges Verhältnis hinzuweisen, das, wie mir Herr Prof. Vogt mitteilt, nur auf einem Zufall beruhen soll. Bei dem Åkermannit von Nykroppa, dem von Friedenshütte, und bei der Mehrzahl der von Vogt angeführten Åkermannitanalysen ist das Verhältnis $CaO : MgO$ ziemlich genau 2 : 1, es finden sich zwar einige Ausnahmen, aber fast nirgends übersteigt der MgO-Gehalt dieses Verhältnis. Bei einigen Analysen wäre man sogar versucht, die Formel $Ca_2 Mg Si_2 O_7$ anzunehmen, wobei etwas 3 $(\overset{II}{R}O)$ durch $Al_2 O_3$ ersetzt wäre, es sprechen aber doch zu viele der Analysen Vogts gegen eine solche Annahme. Gegen dieselbe spricht übrigens auch die Isomorphie mit Gehlenit. Die Analyse des Åkermannits von Nykroppa führt allerdings fast genau auf dieses Verhältnis. Auf die Bevorzugung eines rationalen

Verhältnisses zwischen Ca und Mg deuten auch die beiden Bleischlacken, trotzdem die Analysen nicht als gute bezeichnet werden können, denn während der Gehalt an Ca ziemlich konstant bleibt, nimmt der Fe-Gehalt auf Kosten des Mg zu und ersetzt dieses fast ganz. Es müßte also wenigstens die Bildung eines Doppelsalzes angenommen werden, bei dem 2 Moleküle der Ca-Verbindung mit einem Molekül der Mg-Verbindung zusammentreten. Nach den Schmelzpunktbestimmungen Vogts soll dieses Doppelsalz allerdings nicht existieren. Die Entscheidung dieser Frage wäre nur auf synthetischem Wege möglich, doch fehlt mir hierzu derzeit die Gelegenheit.[1]

Fassen wir nunmehr die Resultate der Untersuchungen, die dem Aufwande an so viel Entgegenkommen vielleicht nicht entsprechend gefunden werden dürften, zusammen, so ergibt sich:

1. Bei der Mineralgruppe Åkermannit-Melilith-Gehlenit existieren Glieder, welche ein Minimum der Doppelbrechung aufweisen und stark negativ doppelbrechend sind. Sie zeichnen sich in ihrer chemischen Zusammensetzung durch einen großen Gehalt an FeO und Armut an Al_2O_3 aus, sind also Fe-reiche Glieder der Åkermannitgruppe.

2. Der Gehalt an FeO übt auf den Charakter und die Stärke der Doppelbrechung einen größeren Einfluß aus, als der Gehalt an dem Gehlenitsilikate.

3. Die kontinuierliche Reihe der entsprechenden Verbindungen vorausgesetzt, ergibt sich folgendes Schema für die Dispersionsverhältnisse der Doppelbrechung dreier Endglieder dieser Gruppe:

1. Åkermannit: $(Ca_2 Mg)_4\ Si_3 O_{10}$ a +, b —, c —,

2. Eisen-Åkermannit: $(Ca_2 Fe)_4\ Si_3 O_{10}$ a —, b +, c —, $a_2 > a_1$ $b_1 > b_2$, $c_2 > c_1$,

3. Gehlenit: a —, b —, c $\mp$, $a_3 < a_2$, $c_3 < c_2$.

Außer obigen Endgliedern existieren noch andere, deren Zusammensetzung bisher unbekannt ist, die aber ebenfalls einen merklichen Einfluß auf die Doppelbrechung ausüben.

[1]) Analyse 8 spräche wohl für die Ansicht Vogts, bei ihr ist Ca:Mg > 2:1, doch ist sie wegen des großen Mankos nicht daraufhin diskutierbar; rechnet man aber Fe_2O_3 auf 2 FeO um, so resultiert wieder das Verhältnis Ca:(Mg Fe Mn) = 2:1.

4. Die zweigliedrige Cauchysche Formel ist für die mathematische Behandlung der Erscheinungen der Dispersion der Doppelbrechung unzureichend.

5. Bei dickeren Präparaten, wie sie zur Messung der Doppelbrechung mittelst Babinetschen Kompensators wünschenswert sind, ist es notwendig, den Verlauf des Kompensationsstreifens an keilförmigen Rändern zu verfolgen.

Wien, Oktober 1904.

XXVII. Notiz.

Zusammenhang des Winkels der optischen Achsen mit dem Verhältnis von Forsterit- und Fayalit-Silikat beim Olivin.

(Mit 1 Textfigur.)

Kennt man den Winkel der optischen Achsen im Olivin, so ist man imstande, aus dessen Größe einen Schluß auf das Mischungsverhältnis des Magnesia- und Eisen-Silikates zu ziehen.

Penfield und Forbes[1]) haben die Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Menge des Eisenoxyduls in einer Kurve dargestellt.

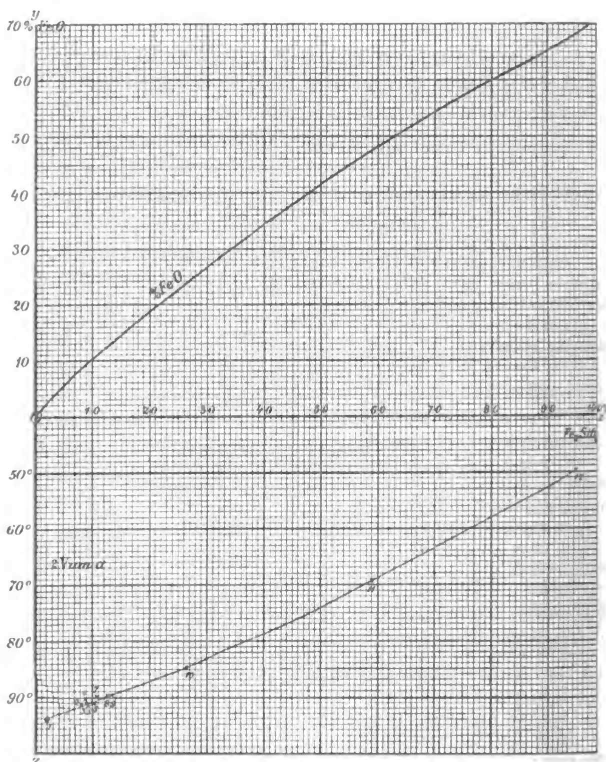
Um nun aus dem Achsenwinkel direkt auch das Mischungsverhältnis der beiden Silikate bestimmen zu können, wurden die beiden Kurven in der folgenden Tabelle konstruiert.

Angaben über die in der Tafel verwendeten Olivin-Analysen.

1. Forsterit vom Vesuv. — S. L. Penfield und E. Forbes, Über den Fayalit von Rockport etc. — Zeitschr. f. Kryst., XXVI. Bd., pag. 147.
2. Olivin New Mexiko. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
3. Olivin Ägypten. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
4. Olivin aus Basalttuff von Kapfenstein, Steiermark. — Bestimmung des $FeO = 9·25\%$, $2V$ um $\alpha = 90° 5'$ von Dr. Josef Schiller.
5. Olivin aus Basalt. Kosakow, Böhmen. — Verh. d. geol. Reichsanstalt, 1876, pag. 205. (Analyse.) — Eigene Bestimmung $2V$ um α $91° 40'$.
6. Olivin Hawai. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
7. Olivin aus Gletscherschutt Jan Mayen. — Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1884, pag. 707. (Analyse.) — Eigene Bestimmung $2V$ um α $89° 58'$.
8. Olivin Vesuv. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
9. Olivin Auvergne. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
10. Olivin Skurruvuselv, Norwegen. Aus Anorthitolivinfels. — Eigene Bestimmung $2V$ um α $84° 50'$ aus der Krümmung der Isogyren in einem Schnitt, der die Achse in günstiger Lage austreten läßt. (Messung im Dünnschliff nach einer Methode von F. Becke.) Analyse siehe Hintze, Handbuch der Mineralogie, II. Bd., pag. 19.
11. Hortonolith Monroe. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.
12. Fayalit Rockport. — Zeitschr. f. Kryst., pag. 147, l. c.

---

[1]) S. L. Penfield und E. F. Forbes, Über den Fayalit von Rockport, Mass. und über die optischen Eigenschaften der Chrysolith-Fayalit-Gruppe und des Monticellit. — Zeitschr. f. Kryst., XXVI. Bd., pag. 143.



Auf der Linie Ox sind die Prozente des Eisensilikates (Fayalitsubstanz) eingetragen, auf der Linie Oy die Prozente Eisenoxydul, auf der Linie Oz in Graden der Achsenwinkel um die Mittellinie α. Kennt man eine von den drei Größen, so kann man ohne weiteres die beiden andern aus der Tafel ablesen. Zur Konstruktion wurden außer den von Penfield und Forbes benutzten Beispielen noch 4 weitere verwendet, die in der folgenden Aufzählung die Nummer 4, 5, 7 und 10 tragen.

M. Stark.

XXVIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Souza-Brandão V. de: Über ein Mikroskopgoniometer. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXIX, H. 5 u. 6, pag. 583—593.

Tschermak G.: Einheitliche Ableitung der Krystallisations- und Zwillingsgesetze. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXIX, H. 5 u. 6, Leipzig 1904.

Mineralogie.

Höfer H.: Gypskryställchen akzessorisch im dolomitischen Kalk von Wietze (Hannover). — Aus den Sitzungsber. d. kais. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXIII, Abt. I, März 1904. Wien 1904.

Katzer F.: Über ein Glaubersalzvorkommen in den Werfener Schichten Bosniens. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 399—402.

Manasse E.: Zolfo del Marmo di Carrara. — Separatabdruck aus Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa 1904.

Zimányi K.: Über den Pyrit von Kotterbach im Komitat Szepes. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXIX, H. 2, pag. 125—141. Leipzig 1904

Derselbe: Notiz über die regelmäßige Verwachsung des Bleiglanzes mit dem Fahlerz vom Botes-Berge. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXVIII, pag. 495.

Derselbe: Über den grünen Apatit von Malmberget in Schweden. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXIX, pag. 505—519.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Blumrich J.: Der Pfänder. Eine geologische Skizze. — Separatabdruck a. d. IX. Jahresb. des Kommunal-Obergymnasiums in Bregenz.

Bruhns W.: Mitteilung aus dem Gneisgebiet des oberen Weilertals. — Separatabdruck aus den Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. Bd. V. H. 4, 1903.

Derselbe: Über Meteoriten. (Vortrag.) — Separatabdruck aus den Mitteilungen der philomatischen Gesellsch. in Elsaß-Lothringen. Bd. III, Jahrg. 1903, pag. 78—88

Bruhns W. und Bücking H.: Beitrag zur Kenntnis der Laterite. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 467—471.

Finlay G. J.: Geology of the San Pedro District, San Luis Potosi, Mexico. — A. d. Contributions from the Geological Department of Columbia University. Vol. XII, Nr. 101.

Derselbe: The Geology of the San José District, Tamaulipas, Mexico. — Contributions from the Geological Department of Colnmbia University. Vol. XI, Nr. 100, 1904.

Grabau A. W.: On the Classification of Sedimentary Rocks. — Separatabdruck a. d. American Geologist. Vol. XXXIII, April 1904.

Hamberg A.: Zur Technik der Gletscheruntersuchungen. — Separatabdruck aus Comptes Rendus IX. Congrès géol. intern. de Vienne 1903, pag. 749—766. Wien.

Derselbe: Till frågan om förekomsten of alltid frusen mark i Sverige. — Separatabdruck aus Ymer, Jahrg. 1904, H. 1, pag. 88—93.

Ippen J. A.: Petrographisch-chemische Untersuchungen aus dem Fleimser Eruptivgebiet. III. Über einen Kersantit vom Mulatto. IV. Über ein allochetitisches Gestein vom Pizmeda, SO.-Tirol. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 417—43. Stuttgart 1904.

Johnson D. W.: The Geology of the Cerillos Hils, New Mexico. — Contributions from the Geological Department of Columbia University. Vol. X, Nr. 90. New York 1903.

Julien A. A.: Genesis of the Amphibole schists and serpentines of Manhattan Island, New York. — Bulletin of the Geological Soc. of America. Vol. XIV, pag. 421—494. Rochester 1903.

Katzer F.: Notizen zur Geologie von Böhmen. III. Der Dachschiefer von Eisenbrod in Böhmen. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 7, 1904.

Derselbe: Bericht über die Exkursion durch Bosnien und die Herzegowina. — Separatabdruck aus Comptes Rendus IX. Congrès géol. intern. de Vienne 1903.

Derselbe: Notizen zur Geologie von Böhmen. — IV. Die Magneteisenerzlagerstätten von Maleschau und Hammerstadt. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 8, 1904.

Derselbe: Geschichtlicher Überblick der geologischen Erforschung Bosniens und der Herzegowina. — Separatabdruck aus der Bosnischen Post. Sarajewo 1904.

Manasse E.: Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Aràfali. — Separatabdruck aus Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa 1904.

Morgan W. M. C. and Tallmon M. C.: A Fossil Egg from Arizona. — Separatabdruck aus University of California Publications, Bulletin of the Department of Geology. Vol. III, Nr. 19, pag. 403—410. Berkeley 1904.

Neugebauer F.: Das Goldbergwerk Schellgaden. (Vortrag, geh. am 2. Mai 1904 in der Wiener mineralog. Gesellsch.) — Separatabdruck a. d. Jahresber. des Kaiser Franz Josef-Jubiläums-Realgymnasiums in Korneuburg f. d. Schuljahr 1903/4. Korneuburg 1904.

Rinne F.: Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. LVI, Jahrg. 1904, pag. 122—167.

Romberg J.: Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. — Aus dem Anhang zu den Abhandlungen d. königl. preuß. Akad. d. Wissensch. vom Jahre 1904. Berlin 1904.

Schalch F.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Annaberg-Jöhstadt. Zweite Auflage, neu bearbeitet von C. Gäbert. Leipzig 1904.

Sederholm J. J.: Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der krystallinischen Schiefer von Finnland. — Separatabdruck aus den Comptes rendus IX. Congrès géol. intern. de Vienne 1903. Wien 1904.

Sinclair W. J. and Furlong E. L.: Euceratherium, a new ungulate from the Quaternary caves of California. — Separatabdruck aus den University of California publications, Bulletin of the Department of Geology. Vol. III, Nr. 20, pag. 411—418.

Slavik F.: Zwei Kontakte des mittelböhmischen Granits mit Kalkstein. — Bull. intern. de l'Acad. d. Scienc. de Bohême. Bd. IX, 1904.

Termier P.: Note de M. C. Diener, professeur de géologie à l'Université impériale de Vienne, intitulée: Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. — Compt. rend. som. d. séances de la Soc. Géolog. de France, Nr. 7, 8. Séance du 18 Avril 1904.

Derselbe: Notice sur Hippolyte Lachat. — Extr. d. Ann. d. Mines, livraison de Février 1903.

Derselbe: Les Montagnes entre Briançon et Vallouise (Écailles Briançonnaises, Terrains cristallins de l'Eychauda, Massif de Pierre-Eyrautz, etc.). — Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique detaille de la France. Paris 1903.

Derselbe: Les Nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes. — Bulletin de la Société géologique de France. 4ème série, tome III, 1903.

Toula Fr.: Der gegenwärtige Stand der geolog. Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orients. — Compt. rend. IX. Congr. géolog. intern. de Vienne 1903. Mit 2 Kartenbeilagen.

Turner H. W.: The nomenclature of feldspathic granolites. — Repr. from the journ. of Geolog. Vol. VIII, Nr. 2, 1900.

Uhlig V.: Über die Klippen der Karpathen. — Compt. rend. IX. Congr. géolog. intern. de Vienne 1903.

United States Geological Survey, Washington 1903.

Nr. 80. Rafter G. W.: The Relation of Rainfall to Run-Off.

Nr. 81. Lippincott J. B.: California Hydrography.

Nr. 82. Newell F. H.: Report of Progress of Stream Measurements for the Calendar Year 1902. Part I. — Northern Atlantic coast and St. Lawrence River Drainage.

Nr. 83. Derselbe: Report of Progress of Stream Measurements for the Calendar Year 1902. Part II. — Southern Atlantic Eastern Gulf, Eastern Mississipi River, and Great Lakes Drainage.

Nr. 84. Derselbe: Report of Progress of Stream Measurements for the Calendar Year 1902. Part III. — Western Mississipi and Western Gulf Drainage.

Nr. 85. Derselbe: Report of Progress of Stream Measurements for the Calendar Year 1902. — Part IV. Interior Basin, Pacific coast, and Hudson Bay Drainage.

Nr. 86. Cole B.: Storage Reservoirs on Stony Creek, California.

Nr. 87. Wilson H. M.: Irrigation in India. (Second edition.)

Vetters H.: Die kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen u. Karpathen. — Separatabdruck a. d. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1904, Nr. 5.

Ward H. A.: Willamette Meteorite. — Proceedings of the Rochester Acad. of sc. Vol. IV, pag. 137—148, plat. 13—18.

Derselbe: Catalogue of the Ward-Coonley Collection of Meteorites. Chicago 1904.

Weber F.: Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung und seine Ganggefolgschaft (östliches Aarmassiv.) — Beitr. zur Geologie d. Schweiz. N. F. Lfg. XIV. Bern 1904.

Weinschenk E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. — III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. 5 Lichtdrucktafeln u. 1 farb. Kartenskizze. Abh. d. Bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl. XXII. Bd München 1903.

Wolff F. v.: Die älteren Gesteine der ecuatorischen Ost-Cordillere sowie des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. — Separatabdruck aus W. Reiss, Ecuador 1870—74, Heft 2. Berlin 1904.

Derselbe: Über das Alter der krystallinen Ost-Cordillere in Ecuador. (Vortrag.) — Separatabdruck aus dem Juliprotokoll der Deutsch. geolog. Gesellschaft. Bd. LVI Jahrg. 1904.

Derselbe: Über eine pantelleritartige Liparitlava von Magor Island in der Bay of Plenty, Neu-Seeland. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 208 bis 215. Stuttgart 1904.

Brauns R.: Entwicklung des mineralogischen Unterrichts an der Universität Gießen. (Akademische Festrede.) Gießen 1904.

Neue Bücher.

Das Vorkommen der „seltenen Erden" im Mineralreich. Von Dr. Johannes Schilling. München und Berlin, Druck und Verlag von R. Oldenbourg. 1904. Großquart. VIII und 115 Seiten.

Eine überaus sorgfältige und umfassende Zusammenstellung aller Minerale, welche „seltene Erden", „Edel-Erden" enthalten. Bei jedem Mineral werden chronologisch geordnet alle in verschiedenen Zeitschriften und Quellen publizierten Analysen aufgeführt, sodann die Fundorte auf Grund der Literatur mit möglichster Vollständigkeit aufgezählt. Die Anordnung der Minerale schließt sich an die bekannten Tabellen von Groth an.

Bei der Bedeutung, welche die Minerale mit seltenen Erden in wissenschaftlicher Beziehung in Anspruch nehmen, und bei dem Interesse, das die moderne Beleuchtungsindustrie diesen Substanzen entgegenbringt, wird die vorliegende Publikation für alle ein willkommener Führer sein, die sich mit den seltenen Erden und ihrem Vorkommen in der Erdrinde vertraut machen wollen. Das Werk, dessen Benutzung durch einen alphabetischen Index erleichtert wird, ist um so lebhafter zu begrüßen, als die Literatur des Gegenstandes in sehr heterogenen Fachzeitschriften zerstreut ist.

Druck und Ausstattung entsprechen vollkommen dem Zweck der Publikation.

Interferenzerscheinungen an doppeltbrechenden Krystallplatten im konvergenten polarisierten Licht. Photographisch aufgenommen von Hans Hauswaldt in Magdeburg. Mit einem Vorwort von Th. Liebisch in Göttingen. Gedruckt in der Hausdruckerei von Joh. Gottl. Hauswaldt, Magdeburg 1902.

Interferenzerscheinungen im polarisierten Lichte. Photographisch aufgenommen von Hans Hauswaldt in Magdeburg. Neue Folge. Magdeburg 1904.

Die beiden bis jetzt erschienenen Folgen geben in vorzüglichen Reproduktionen die Interferenzerscheinungen im polarisierten Lichte wieder. Bei der Herstellung der Photographien, für welche Liebisch die Anregung gegeben hat, stand dem Autor Dr. H. Siedetopf von der Firma Zeiss in Jena zur Seite.

In der ersten Lieferung werden auf 33 Tafeln die Interferenzerscheinungen im konvergenten Licht zur Darstellung gebracht.

Die 2. Folge (80 Tafeln) enthält außer Interferenzbildern einfacher Krystallplatten, bei denen insbesondere auch die Dispersionsverhältnisse berücksichtigt werden, auch die Interferenzbilder der Reuschschen Glimmerkombinationen, Interferenzerscheinungen im parallelen Licht, die spektrale Zerlegung von Interferenzfarben, optische Anomalien, Zwillingsbildungen (besonders hervorgehoben seien hier die prachtvollen Mikroklinbilder, die Bilder von Amethystplatten, von Boracit, Leucit, Perowskit).

Ferner sind eingehend zur Darstellung gebracht: Spannungsdoppelbrechung durch isomorphe Mischung (Anwachspyramiden), Doppelbrechung durch Druck, Linien- und Absorptionsspektra, Absorptionserscheinungen in konvergentem Licht, Absorptionsbüschel.

Der Strahlengang bei den Aufnahmen im parallelen Licht ist für den benutzten Apparat von Zeiss von Dr. H. Siedetopf (Jena) erörtert und dargestellt.

Der große Reichtum von Erscheinungen, die vortreffliche Reproduktion, die vollendete Darstellung machen diesen Atlas zu einem sehr wertvollen Behelf für den Unterricht.

Anleitung zur Gesteinsanalyse. Von Dr. Max Dittrich, a. o. Professor an der Universität Heidelberg. Mit fünf Figuren. VI und 98 Seiten. Klein-Oktav. Leipzig, Verlag von Veit & Komp., 1904.

Dieses handliche Büchlein verdankt seine Entstehung der Umarbeitung und Erweiterung einer Veröffentlichung des Autors, in welcher er (in den Mitteilungen der Großh. Badischen Geologischen Landesanstalt, III, 3. Heft, 1894) die Methoden beschrieben hatte, die er zur Ausführung von Silikatanalysen verwendet hatte.

Es sind keineswegs alle Methoden beschrieben, sondern nur jene, die sich im Laufe der Zeit als einfach in der Ausführung und zuverlässig im Resultat erwiesen hatten. Es sind ferner nur jene Elemente berücksichtigt, deren Bestimmung für den Geologen und Petrographen von Belang ist.

Außer den Silikatgesteinen sind auch die Carbonatgesteine, die ja unter den sedimentären Gesteinen stark vertreten sind, in einem besonderen Abschnitt behandelt.

Eine kurze Tabelle am Schlusse erleichtert durch Angabe der Faktoren die Berechnung der Menge der gesuchten Substanzen aus den gewogenen Verbindungen. Die angewandten Atomgewichte sind jene für O = 16.

Manual of the Chemical Analysis of Rocks. By Henry S. Washington, Ph. D. VIII und 183 Seiten. Oktav. New-York, John Willy & Sons, 1904.

Dieses Handbuch hat ähnliche Tendenz wie das vorige; es will vor allem jenen, die mit der Ausführung quantitativer Gesteinsanalysen durch eigene Erfahrung nicht vertraut sind, aber durch ihre Studien veranlaßt werden, sich mit derartigen Aufgaben zu befassen, ein sicherer Führer werden; es beschränkt sich andrerseits auf jene analytischen Methoden, welche speziell für den Geologen, Petrographen und Bergmann von Bedeutung sind.

In einer Einleitung wird die wissenschaftliche Bedeutung der Gesteinsanalyse, ihr Verhältnis zur mikroskopischen Gesteinsuntersuchung, die Bestandteile, die zu ermitteln sind, der Grad der anzustrebenden Genauigkeit erörtert.

Der zweite Teil führt die erforderlichen Apparate und Reagenzien auf, der dritte, für den Petrographen sehr wichtige, behandelt in sehr beachtenswerter Weise die zweckmäßige Auswahl des Analysenmaterials. Der vierte, der Hauptteil, bespricht die analytischen Methoden, wobei die in dem rühmlich bekannten Laboratorium der U. S. Geological Survey in Washington üblichen in erste Linie gerückt sind.

Ein Anhang bringt ein Beispiel einer durchgeführten Analyse, eine Tabelle der Atom- und Molekulargewichte. (Hier sind die abgekürzten Atomgewichte angewendet, $SiO_2 = 60$, $MgO = 40$ usw.; warum konsequent diese falschen Zahlen angewendet werden sollen, ist wirklich nicht zu verstehen. Wenn man einerseits auf der Bestimmung von Elementen besteht, deren Mengen nur Bruchteile eines Promille ausmachen, so sollte man doch bei der Berechnung der Analysen Fehler vermeiden, die durch Anwendung von Molekulargewichten entstehen, die bis zu einem Prozent unrichtig sind.) Das Buch ist weit ausführlicher als das oben angezeigte von Dittrich. Dennoch zeigt ein Vergleich, daß die beiden Autoren in den meisten Fällen dieselben Methoden empfehlen.

Bergbaue Steiermarks. Herausgegeben unter Mitwirkung mehrerer Fachgenossen von Dr. Karl A. Redlich, Dozent an der k. k. Bergakademie in Leoben. Verlag von L. Nüssler, Leoben.

Unter diesem Titel erscheinen seit einiger Zeit wertvolle Schilderungen der alten, zumeist allerdings aufgelassenen Bergbaue der Steiermark. Sie bringen nebst geschichtlichen Daten zumeist geologische Angaben, Auskunft über Lage, Beschaffenheit, Mineralführung, mutmaßliche Bildungsweise und Ergiebigkeit der Erzlagerstätten. Die Sammlung der zerstreuten Notizen über die vielfach unvollkommen bekannten Erzvorkommen, ihre kritische Sichtung durch Fachmänner, die Ergänzung durch archivalische Studien über die einer längst vergangenen Blütezeit der alpinen Bergbaue angehörige ältere Produktion machen diese Studienfolge zu einer beachtenswerten Erscheinung auf dem Gebiete der montanistischen Literatur.

Folgende Nummern sind bisher erschienen:

I. Dr. K. A. Redlich: Die Kiesbergbaue der Flatschach und des Feistritzgrabens bei Knittelfeld. Mit einer Tafel.

Steil nach NW. einfallende Gänge in Hornblendegneis zeigen quarzige, untergeordnet kalkige Füllung mit walnußgroßen Brocken von Kupfer- und Arsenkies. Selten findet sich Arsenfahlerz.

Der Kupferkies erweist sich schwach Ag- und noch schwächer Au-haltig (25 *g* per Tonne im Mittel). Der Durchschnittsgehalt an Kupfer beträgt 15%. Im eisernen Hut finden sich viele Neubildungen, darunter der seltene Domeykit.

II. Dr. K. A. Redlich: Die Walchen bei Öblarn, ein Kiesbergbau im Ennstal. Mit zwei Tafeln.

Die Lagerstätte, welche gegenwärtig wieder in Abbau steht, ist ein Kieslager, das wesentlich aus Schwefelkies besteht mit kleinen Mengen von Kupferkies in Augen und Linsen und Spuren von Silber. Arsenkies fein verteilt oder in kleinen, gut ausgebildeten Krystallen. Silberhaltiges Fahlerz als Seltenheit. Zink und Antimon sind nur chemisch nachweisbar. Kupferkies und Magnetkies treten auch auf 1—2 *cm* breiten sekundären Quertrümern auf. Bleiglanz findet sich in größeren Linsen. Die Lager sind den unteren Horizonten von Vaceks Quarzphyllitgruppe eingelagert.

Als unmittelbares Nebengestein findet sich ein weißer oder durch Chlorit schmutziggrün gefärbter Sericitschiefer, der in Sericitquarzit übergeht. Die Erze werden wegen paralleler Lagerung mit den Schieferschichten als Lager bezeichnet, doch findet man auch mit Erz erfüllte Apophysen im Liegenden, und Zwischenmittel werden von Erzbrücken durchbrochen, die mit dem Hauptlager ein kompaktes Ganze bilden.

Verfasser schließt auf metamorphe Entstehung der Lagerstätte und weist bezüglich der Herkunft der Erzfüllung auf die den Quarzphylliten eingelagerten Grünschiefer hin, die als umgewandeltes basisches Eruptivmaterial aufgefaßt werden.

Eine historische Einleitung mit Produktionstabellen sind beigegeben.

III. J. Hörhager: Das Eisensteinvorkommen bei Neumarkt in Obersteier.

Auf der Knappenalm bei Pöllau finden sich an der Scheide von Kalk der Grebenze und den unterlagernden Phylliten (der Verfasser bezeichnet sie als Glimmerschiefer) unregelmäßige Lager, welche hauptsächlich aus Magneteisenerz und blättrigem Eisenglanz, untergeordnet auch aus Spateisenerz bestehen. Die Erze lieferten in früherer Zeit ein Eisen von hoher Qualität.

IV. Johann Schmut: Oberreising. Ein Beitrag zur Berg- und Münzgeschichte Steiermarks.

Ein interessantes Kapitel der Montangeschichte hauptsächlich historischen Inhalts.

V. Dr. R. Canaval: Das Eisensteinvorkommen zu Kohlbach an der Stubalpe.

Spateisenstein begleitet Kalk und krystallinische Schiefer; die Lagerstätte entspricht dem südlichen Eisensteinlagerzug, der in Hüttenberg, Kärnten, seine Hauptentwicklung hat.

VI. Dr. K. A. Redlich: Eine Kupferkieslagerstätte im Hartlegraben bei Kaisersberg.

Imprägnationen von Quarz und Kupferkiesen in graphitischen Phylliten, die mutmaßlich dem Carbon angehören.

VII. Dr. K. A. Redlich: Die Kupferschürfe des Herrn Heraeus in der Veitsch.

Eine epigenetische metamorphe Lagerstätte: Quarz mit Einsprenglingen von Kupferkies und Arsenfahlerz verdrängt anscheinend den Kalk, der carbonischen Phylliten eingelagert ist. Ein zweiter alter Kupferbau gehört (so wie Öblarn und Kallwang) einem älteren Horizont an.

Grundzüge der Krystallographie. Von Prof. C. M. Viola. Mit 453 Abb. im Text. X und 389 Seiten. Groß-Oktav. Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann.

Dieses Buch, das nach dem Vorwort durch Ausarbeitung des vom Verfasser an der Universität in Rom gelesenen Kurses entstanden ist, bringt die Lehren der Krystallographie in einer originellen Fassung, die von dem üblichen Schema merklich abweicht. Die eminent mathematische Richtung des Verfassers ist wohl Ursache, daß eine gewisse Vorliebe für dogmatische Ableitung zur Geltung kommt. Dies hat einerseits zur Folge, daß manche Gesichtspunkte in den Vordergrund treten, die in dem gebräuchlichen Schema krystallographischer Lehrbücher nicht genügend berücksichtigt werden, andrerseits macht diese Vorliebe für dogmatische Behandlung manche Abschnitte schwieriger und dunkler als sie vielleicht sein müßten. Jedenfalls wird der Vorgeschrittene das Buch mit größerem Nutzen studieren als der Anfänger.

Um einen Einblick in den Gehalt des Buches zu geben, sei hier der Inhalt der einzelnen Kapitel kurz skizziert.

Nach einer kurzen Einleitung, die mit der Aufstellung einer Definition der Krystalle schließt, bringt das II. Kapitel die Ableitung des krystallographischen Grundgesetzes. Schon hier wird gleich in den ersten Paragraphen ein Moment hervorgehoben, das in den weiteren Kapiteln eine große Rolle spielt: Der Unterschied zwischen tafeligem und säulenförmigem Habitus der Krystalle (Vorherrschen einer Fläche oder einer Zone). Ferner wird der Begriff der Grundgestalt entwickelt, welcher ein aus allen Beobachtungen an einer Krystallart abgezogenes Abstraktum ist; der Inbegriff dessen, was sich bei allem Wechsel der Ausbildung am öftesten wiederholt. Diese Grundgestalt ist der Ausdruck des inneren Baues, der Kohäsion, im Gegensatz zu der jeweils am Einzelkrystall zu beachtenden Krystalltracht, welche durch die Wechselwirkung von Kohäsion und äußeren Krystallisationsbedingungen zustande kommt.

An der Grundgestalt wird nun das Grundgesetz der Krystallographie (Rationalitätsgesetz) in ganz eigentümlicher Weise nachgewiesen. Die Form, in der es erscheint, ist von Goldschmidt entlehnt (Polarkoordinaten): Die Fundamentalform ist charakterisiert durch Richtung und Größe ihrer Flächennormalen. Die Größen dieser Normalen seien c_1 c_2 c_3, ihre Winkel α_1 α_2 α_3. Man erhält alle am Krystall möglichen Normalenrichtungen durch Ableitung nach dem Gesetz der Zusammensetzung der Kräfte. Man erhält alle möglichen Richtungen von Flächennormalen, indem man auf den Fundamentalrichtungen einfache Vielfache von c_1 c_2 c_3 aufträgt

und die so gebildeten Komponenten h c_1 k c_2 l c_3 zu Resultierenden zusammensetzt. h k l sind die Indizes der Fläche. Werden dabei die Fundamentalstrecken einmal genommen, so werden die Richtungen der ersten Ableitung erhalten. Diese zusammengesetzt mit den Fundamentalstrecken geben dann die Richtungen der zweiten Ableitung usf. Nach der Meinung Violas ist es unzulässig, über die dritte Ableitung hinauszugehen.

Während Goldschmidt in seinen Arbeiten diese polaren Konstanten und ihre Ableitungen als flächenerzeugende Kräfte behandelt, ohne sich — soweit dem Referenten bekannt — weiter über ihre Natur auszulassen, geht Viola einen Schritt weiter: Sie sind nach Viola das Maß der Kohäsion in der betreffenden Richtung.

Sehr anschaulich verwertet hier Viola eine Vorstellung, die dem Referenten seit mehr als zehn Jahren vertraut ist: Die Normalenrichtungen der vorherrschenden Krystallflächen sind die Richtungen kleinster Wachstumsgeschwindigkeit.[1])

Die Richtungen kleinster Wachstumsgeschwindigkeit werden nun von Viola identifiziert mit den Richtungen kleinster Kohäsion. Und diese Festsetzung dient nun weiter zur Ableitung des Rationalitätsgesetzes wie folgt:

Angenommen, einem Krystall kommen zwei nach Richtung und Größe gegebene Kohäsionsminima c_1 und c_2 zu, so wird, wenn das Wachstum genau proportional der Kohäsion fortschreitet[2]), der Krystall, welches immer die Ausgangsform für das Wachsen gewesen sei, schließlich von zwei Flächen begrenzt sein, die auf c_1 und c_2 senkrecht stehen und sich in Kanten schneiden. Den Richtungen vom Kern zu diesen Kanten entspricht offenbar ein rascheres Wachstum. Viola erörtert nun weiter, daß die Diagonalrichtungen nach den Kanten, wofern c_1 und c_2 Minimalrichtungen sind, gleichfalls entweder Minima oder Maxima der Kohäsion darstellen.[3])

[1]) Viola scheint die Publikation des Referenten im Jahrgang 1893 des „Lotos" (Prag): „Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln" nicht zu kennen, da er sie in seinen sonst ziemlich vollständigen Literaturnachweisen nicht aufführt. Sie ist allerdings in einer wenig verbreiteten Zeitschrift erschienen. In den Vorlesungen über Krystallographie habe ich seit Jahren auch die Ausheilung und das Entstehen von ebenen Krystallflächen überhaupt auf das Vorhandensein von Richtungen kleinster Wachstumsgeschwindigkeit zurückgeführt. Ich kann mich daher nur freuen, daß diese Erkenntnis auch von andrer Seite gewonnen wurde.

[2]) Der hier gesperrte Satz muß Bedenken hervorrufen. Viola meint, wenn das Wachstum nicht von Natur der Forderung entspreche, könne man sich vorstellen, daß die Wachstumsbedingungen künstlich so abgeändert werden, daß die Bedingung erfüllt werde. Vorausgesetzt, man habe wirklich die Krystallisationsbedingungen so in der Hand, so müßten doch von Anfang die Größen c_1 und c_2 bekannt sein, um jene Anpassung vorzunehmen. Wir erfahren aber in Wirklichkeit die Größe von c_1 und c_2 erst, wenn die Richtung der ersten Ableitung bekannt ist, also gerade das, was erst deduziert werden soll.

[3]) Hierbei werden Sätze angewendet, welche nur Geltung haben, wenn die Kohäsion eine stetige Funktion der Richtung ist. Wie aber, wenn die Kohäsion eine unstetige Funktion wäre? Es zeigt sich hier eine Schwäche der Ableitung, die davon herrührt, daß mit Größen operiert wird, die sich der scharfen Erfassung durch Messung und Experiment entziehen.

Nun nimmt Viola an, daß die so gefundene Diagonalrichtung c_3, die mit der Resultierenden der Komponenten c_1 und c_2 identifiziert wird[1]), ein Minimum sei; somit wird sich im Lauf des Weiterwachsens eine ebene Begrenzung senkrecht c_3 einstellen; dadurch entstehen zwei neue Kanten, die wieder entweder Minima oder Maxima der Kohäsion vorstellen, deren Richtung und Größe erhalten wird, indem man wieder c_3 mit c_1 und c_2 nach dem Kräfteparallelogramme zusammensetzt.

Viola setzt dann auseinander, daß diese Entwicklung im stumpfen Winkel höchstens bis zur 3. Ableitung fortgesetzt werden könne (warum?), während im spitzen Winkel nur die erste Ableitung wahrscheinlich sei. Weiterhin wird dann dieselbe Betrachtung, die zunächst eine Zone von Flächen berücksichtigt, auf den Raum ausgedehnt.

Im ganzen kann Referent den Versuch, das Hauysche Rationalitätsgesetz solcherart dogmatisch abzuleiten, nicht sehr glücklich erachten. Abgesehen von den Bedenken, die in den Anmerkungen erhoben wurden, scheint es doch wichtig hervorzuheben, daß das Rationalitätsgesetz vor allem ein Erfahrungsgesetz ist. Dies müßte vor allem in jedem Lehrbuch der Krystallographie ausgesprochen werden.

Es ist allerdings möglich, das Rationalitätsgesetz abzuleiten aus einer Hypothese über den inneren Bau der Krystalle (Hauy, Bravais, Mallard), die dann in erster Linie beruht auf einer anderen Erfahrungstatsache: der Spaltbarkeit. Diese Ableitung hat dann den Vorteil einer großen Anschaulichkeit und Eleganz.

Die Ableitung Violas gibt sich nicht als Darstellung eines Erfahrungssatzes, ebensowenig kann man ihr aber zugestehen, daß das Rationalitätsgesetz aus einer anschaulichen Vorstellung auf durchsichtige Weise deduziert sei.

Damit soll nichts gesagt sein gegen die Formulierung des Rationalitätsgesetzes nach Goldschmidt. Auch diese Fassung (Ableitung der Flächennormalen nach rationalen Vielfachen der Grundnormalen und nach dem Gesetz des Kräfteparallelogramms) hat ihre Vorteile und ihre Nachteile so wie die Hauyschen Dekreszenzen, die Weißschen Parameterformeln, die Zonenableitung und die Deduktion aus der Theorie der Raumgittertheorie. Aber keine dieser Formulierungen vermag die Feststellung zu ersetzen, daß die Einsicht in den Zusammenhang der Flächen eines Krystalles nicht a priori gewonnen werden kann, sondern erfahrungsmäßig durch den Vergleich der Lage von mehr als drei Flächen einer Zone, oder von mehr als vier Flächen am ganzen Krystall festgestellt werden muß. Das Rationalitätsgesetz ist kein Dogma, sondern ein Erfahrungssatz.

In einem Schlußparagraph dieses Kapitels (Geschichtliches) wird die allmähliche Entwicklung des krystallographischen Grundgesetzes besprochen. Hier sagt Viola am Schluß: Eine klare Einsicht in das Grundgesetz der Krystalle war erst der neuesten Zeit vorbehalten und das Verdienst gebührt V. Goldschmidt. Der-

---

[1]) Hier scheint mir abermals ein Mangel oder gar ein Fehler vorzuliegen. Die Richtung vom Zentrum zur Kante, die Diagonale des Rhomboids, das von den Trassen normal zu c_1 und c_2 gebildet wird, ist nicht die Richtung der Resultierenden von c_1 und c_2 nach dem Gesetz des Kräfteparallelogramms, wenn sie ihr auch nahe kommt.

selbe Gedanke kehrt später nochmals wieder (Kapitel IV). Gemeint ist mit dieser Bemerkung, daß die ursprüngliche Formulierung des Rationalitätsgesetzes keinen Unterschied macht zwischen hohen und niederen Indizes, wenn sie nur rational sind, und daß die Goldschmidtsche Methode eine bestimmte Rangordnung unter den abgeleiteten Krystallflächen festsetze.

Referent ist gewiß der letzte, der die großen Verdienste Goldschmidts in dieser Richtung verkennt. Aber das Verdienst, der erste gewesen zu sein, der jene Einschränkung des Hauyschen Gesetzes aufgestellt hat, kommt ihm nicht zu. Alle jene Gesetzmäßigkeiten, welche Goldschmidt in seinen Arbeiten formuliert, finden sich teils ausdrücklich, teils im Keim, in den ausgezeichneten Arbeiten von Bravais über Retikulardichte; sie sind in dessen Etudes crystallographiques unter Anführung mehrerer Beispiele sehr gut behandelt und sind zumal von Mallard in seinem Traité de cristallographie I weitergeführt worden.

Die deutsche krystallographische Literatur hat sich allerdings um diese sehr interessanten Studien wenig bekümmert. In Wien haben aber diese Ansichten stets Anhänger besessen und ich erinnere mich sehr wohl, diese Ergebnisse zuerst von Brezina in einem Kolleg über Krystallographie kennen gelernt zu haben (Mitte der siebziger Jahre).

Aus Gesprächen ist mir auch bekannt, daß Goldschmidt seine Arbeiten ganz unabhängig von Bravais und Mallard durchgeführt hat. Ihm kommt auch das Verdienst zu, die Rangordnung der Krystallflächen auf eine viel breitere Basis gestellt zu haben. Aber der Wahrheit die Ehre: was an jenen Ansichten prinzipiell von großer Wichtigkeit und Bedeutung ist, steht schon in den Werken von Bravais und Mallard.

Nach diesem historischen Exkurs fahren wir in der Analyse des Violaschen Buches fort.

Kapitel III handelt eingehend, lehrreich und klar von Projektion, Messung und Abbildung der Krystalle. In der Behandlung der stereographischen Projektion ist in glücklicher Weise die Eigentümlichkeit der Winkeltreue hervorgehoben. Für die Zeichnung in Parallelperspektive wird das stereographische Bild in sehr einfacher und klarer Weise benutzt.

Kapitel IV. Grundgestalten: Behandelt die Indizes, die Zonen, den Zusammenhang der Goldschmidtschen Konstanten $c_1\ c_2\ c_3$, $\alpha_1\ \alpha_2\ \alpha_3$ mit den üblichen Elementen a:b:c, $\alpha\,\beta\,\gamma$, das Gausssche Doppelverhältnis von 4 Flächen einer Zone.

Nimmt das Verhältnis von 4 Flächen einer Zone oder 4 Kanten einer Fläche den Wert —1 an, so liegen die 4 Flächen oder die 4 Kanten harmonisch. Wenn eine Anzahl von Richtungen beständig durch zwei gegebene Richtungen harmonisch getrennt werden, so heißen diese Harmonierichtungen. Dieser Harmoniebegriff spielt weiterhin eine große Rolle. Es werden die Begriffe Harmonie-Ebenen, Harmonie-Achsen, Harmonie-Zentrum und deren mögliche Ausbildungsarten und Kombinationen entwickelt.

Aus der Erörterung dieser Verhältnisse ergibt sich folgende Übersicht der Hauptgrundgestalten:

I. Drei- und viergliedrige Grundgestalten:

1. Hexaedrische, 3 vorherrschende Zonen und Flächenpaare.

2. Dodekaedrische 4 Zonen, 6 Flächenpaare.
3. Oktaedrische 6 Zonen, 4 Flächenpaare.

II. Viergliedrige Grundgestalten:

a) prismatisch mit vorherrschender diharmonischer Zone.
b) tafelig mit vorherrschender diharmonischer Fläche.

III. Dreigliedrige Grundgestalten:

a) prismatisch, *b)* tafelig.

IV. Sechsgliedrige Grundgestalten.

a) prismatisch, *b)* pyramidal (6 vorherrschende Zonen und Flächenpaare), *c)* tafelig.

Diese Abteilungen werden nun im einzelnen besprochen.

Kapitel V.: Die Harmonien der Krystalle. Beginnt mit allgemeinen Auseinandersetzungen über Krystallbildung. Bei der Krystallbildung kommen in Wechselwirkung: Die Kohäsion, die Adhäsion zwischen wachsendem Krystall und umgebendem Medium, endlich die Bewegungsgröße (Geschwindigkeit und Masse) der Teilchen. Die Resultierende von Kohäsion und Kapillarität wird Erzeugungskraft genannt. In ihr kommt erst der Unterschied von Richtung und Gegenrichtung zustande. Wirkung der Erzeugungskraft ist die Tracht des Krystalls, welche sich von der Grundgestalt unterscheiden kann. Unter den Begriff der Tracht fallen nun auch die Hemiedrien, Tetartoedrien und Hemimorphien. Die Harmonie der Krystallflächen und Zonen wird an ihrem physikalischen Verhalten, vor allem an der Lichtreflexion (Lichtbild) erkannt, welche im Falle, daß der Krystall nicht von Natur aus Lichtbilder liefert, durch Ätzung künstlich hervorgerufen werden kann.

Nun werden die nach den „Harmonien" unterscheidbaren Arten der Krystalle besprochen. Viola unterscheidet:

I. Drei- und viergliedrige Krystalle:

	Symbol
1. Holoharmonie	$(34)^{\varsigma}$
2. Gyroedrische Hemiharmonie	(34)
3. Tetraedrische Hemiharmonie	$(33)^{\varsigma}$
4. Pentagonale Hemiharmonie	$(33)^{\sigma}$
5. Tetartoharmonie	(33)

II. Viergliedrige Krystalle:

6. Holoharmonie	$(24)^{\varsigma}$
7. Gyroedrische Hemiharmonie	(24)
8. Pyramidale Hemiharmonie	$(04)^{\sigma}$
9. Sphenoidische Hemiharmonie	$(42)^{\varsigma}$
10. Sphenoidische Tetartoharmonie	(42)
11. Hemimorphe Hemiharmonie	$(04)^{\varsigma}$
12. Hemimorphe Tetartoharmonie	(04)

III. Dreigliedrige Krystalle:

13. Holoharmonie	$(63)^{\varsigma}$
14. Rhomboedrische Hemiharmonie	(63)

15. Gyroedrische Hemiharmonie . . . . (23)
16. Hemimorphe Hemiharmonie . . . . (03)[5]
17. Hemimorphe Tetartoharmonie . . . . (03)

IV. Sechsgliedrige Krystalle:

18. Holoharmonie . . . . (26)[5]
19. Gyroedrische Hemiharmonie . . . . (26)
20. Pyramidale Hemiharmonie . . . . (06)[7]
21. Trigonotypische Hemiharmonie . . . . (23)[5]
22. Pyramidale Tetartoharmonie . . . . (03)[7]
23. Hemimorphe Hemiharmonie . . . . (06);
24. Hemimorphe drehende Tetartoharmonie . . . (06)

Hierzu kommen noch 5 Harmonien, deren Zurechnung zu den 3- oder 6gliedrigen Krystallen willkürlich ist:

25. Skalenoedrische Hemiharmonie . . . . (63)[5]
26. Rhomboedrische Tetartoharmonie . . . . (63)
27. Gyroedrische Tetartoharmonie . . . . (23)
28. Hemimorphe Tetartoharmonie . . . . (03)[5]
29. Hemimorphe Ogdoharmonie . . . . (03)

Wie man aus den angeführten Beispielen entnehmen kann, umfassen diese „Harmonien" außer den leicht erratbaren Symmetrieklassen jeweils mindersymmetrische Grenzformen; so findet man z. B. unter „viergliedrig holoharmonisch" als Beispiel den monoklinen Eisenvitriol, unter viergliedrig sphenoidisch-tetartoharmonisch das rhombisch-bisphenoidische Bittersalz.

Kapitel VI. Die Gestalten der Krystalle: Behandelt die Ausbildungsweise, die Ausgleichungsrechnung, die gnomonische Projektion.

Kapitel VII. Die Verwachsungen der Krystalle. Regelmäßige Verwachsungen ungleichartiger Krystalle. Isomorphe Mischungen, Zwillinge.

Kapitel VIII. Nun kommt erst die Symmetrie zur Sprache, die in der üblichen Weise behandelt wird.

Kapitel IX. Chemisch-physikalische Beziehungen: Behandelt Isomorphie, Polymorphie, Morphotropie, Verhalten der Mischkrystalle. Hier wird auch der von Tschermak aufgedeckten Beziehung zwischen Formel und Krystallform gedacht.

Kapitel X behandelt die geometrische Struktur der Krystalle, wobei von den Bravais schen Raumgittern ausgegangen wird. Hier bietet sich auch Gelegenheit, auf die topischen (Muthmann) oder molekularen (Becke) Achsenverhältnisse einzugehen.

Indem auch hier nicht die Symmetrieverhältnisse, sondern die „Harmonien" zugrunde gelegt werden (d. h. die Grenzformen minderer Symmetrie mit den nächststehenden hochsymmetrischen Raumgittern zusammengefaßt werden), erhält Viola folgende Übersicht der homogenen Grundraumgitter:

I. Drei- und viergliedrige: hexaedrisch, oktaedrisch, dodekaedrisch.
II. Viergliedrig: *a)* flach, *b)* steil.
III. Dreigliedrig: *a)* flach, *b)* steil.
IV. Sechsgliedrig: *a)* flach, *b)* mittelmäßig, *c)* steil.

Die hexaedrischen und oktaedrischen Raumgitter liegen zwischen den viergliedrigen flachen und steilen, die dodekaedrischen zwischen den flachen und steilen sechsgliedrigen Raumgittern.

Um von den Grundraumgittern zu den Strukturen zu gelangen, welche den verschiedenen Harmonien entsprechen, studiert Viola die Verteilung der analogen Punkte innerhalb des Raumgitters. Nicht alle Möglichkeiten werden hier ausführlich erörtert, sondern nur zum Schluß 156 verschiedene Strukturformen summarisch aufgezählt. Schließlich wird noch der Zusammenhang zwischen Raumgitterstruktur und Spaltbarkeit erörtert.

Wie aus der hier gegebenen Übersicht hervorgeht, kommen in der Krystallographie Violas vielfach Gesichtspunkte zur Geltung, welche ja nicht durchwegs neu sind, aber noch nie so konsequent durchgeführt und bei der Klassifikation der Krystalle vorangestellt wurden.

Namentlich ist es der Begriff der Harmonie, der eine große Rolle spielt. Unter dem Namen der pseudosymmetrischen oder Grenzformen hat man die hier in Betracht kommenden Beziehungen in der Regel anhangsweise erwähnt.

Die Hervorhebung der flachen und steilen Formen bei den drei-, vier- und sechsgliedrigen Krystallen erscheint dem Referenten sehr beachtenswert. Diese Unterscheidung wurde allerdings von Bravais angebahnt und von Mallard schon durchgeführt, aber bisher nicht klassifikatorisch verwertet. In der deutschen Literatur haben diese Beziehungen bisher wohl zu wenig Beachtung gefunden. Referent pflegt in krystallographischen Vorlesungen diese Unterschiede stets hervorzuheben.

Ob alle Neuerungen Violas sich behaupten werden, möchte Referent bezweifeln. Seine Bedenken bezüglich der dogmatischen Ableitung des Grundgesetzes hat er oben ausgesprochen. Er kann z. B. auch der Ersetzung der Bravaisschen vierstelligen Indizes beim hexagonalen System durch ein neues System von Indizes, wobei ein nicht berücksichtigter Achsenschnitt immer durch 0 ausgedrückt wird (z. B. 1000 statt $10\bar{1}0$ etc.), keinen Geschmack abgewinnen. Auch in der Voranstellung der Grenzformen (Harmonien) vor der Symmetrie vermöchte Referent schwerlich einen Nutzen sehen, und zwar hauptsächlich aus didaktischen Gründen. Das Schwierigere voranzustellen, das Leichtere hinterdrein folgen zu lassen, scheint für ein Lehrbuch nicht ganz richtig zu sein.

Wenn die hier erhobenen Einwände den Eindruck eines ungünstigen Urteils hervorrufen sollten, so würde das nicht der Empfindung des Referenten entsprechen. Der Wahrheit gemäß sei vielmehr zum Schluß hervorgehoben, daß Referent das Buch mit lebhaftem Interesse und mit großem Nutzen gelesen hat, und es sei hier die Überzeugung ausgesprochen, daß jeder Leser, der über das Anfängerstadium hinaus ist, der Lesung dieses Buches mannigfache Anregung verdanken wird.

Einleitung in die chemische Krystallographie. Von P. Groth. Mit 6 Textfiguren. 80 S. Groß-Oktav. Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 1904.

Dieses kleine Lehrbuch ist als Vorläufer der von dem Verfasser bearbeiteten chemischen Krystallographie anzusehen, in welchem die bisher erkannten Beziehungen zwischen den Eigenschaften der krystallisierten Körper und ihrer chemischen Kon-

stitution auf Grund einer bestimmten Anschauung über die Struktur der Krystalle dargestellt werden.

Diese Anschauung ist jene, welche von Sohncke als „erweiterte Theorie der Krystallstruktur“ aufgestellt wurde: Ein Krystall besteht aus einer endlichen Zahl ineinandergestellter regelmäßiger Punktsysteme, welche sämtlich gleich große und gleich gerichtete Deckschiebungen besitzen. Jedes dieser Punktsysteme ist mit gleichartigen Massenteilchen besetzt, diese können aber für die verschiedenen ineinandergestellten Teilsysteme des zusammengesetzten Systems verschiedene sein.

Bei dieser Annahme verliert die Frage nach der Molekulargröße im krystallisierten Zustand ihre Bedeutung. Moleküle im Sinne der Gasmoleküle sind offenbar gar nicht vorhanden, und es ist beliebig, was man in diesem so aufgebauten Punktsystem als Einheit der Krystallstruktur oder Krystallmolekül bezeichnet.

Von diesem Gesichtspunkte ausgehend werden nun die Erscheinungen der Polymorphie, Morphotropie (Vergleichung der Krystallstruktur chemisch verwandter Körper), Isomorphie, Molekülverbindungen, racemische und optisch-aktive Körper besprochen, jedesmal unter Heranziehung zahlreicher Beispiele, die zumeist den vielen Untersuchungen über Krystallform künstlich dargestellter Verbindungen, seltener dem Bereich der natürlich vorkommenden Minerale entnommenn sind.

Im Rahmen eines Referates ist es nicht möglich, alle wichtigen Ergebnisse zu erwähnen. Doch mögen zwei wichtige Neuerungen hervorgehoben werden, welche einen wesentlichen Fortschritt über den bisherigen Stand der chemischen Krystallographie bedeuten.

Das eine ist die eingehende Berücksichtigung der Volumenverhältnisse in der Form der molekularen oder topischen Achsenverhältnisse, welche von Muthmann und dem Referenten gleichzeitig und unabhängig bei Vergleichung isomorpher Körper vorgeschlagen wurde und in dem vorliegenden Buch auch auf die Betrachtung polymorpher und morphotroper Körper ausgedehnt wurde.

Eine zweite wichtige Neuerung ist die Abtrennung derjenigen polymorphen Zustände, welche sich (wie Mikroklin und Orthoklas) nicht durch verschiedene Art der Krystallstruktur, sondern durch eine verschiedene Art des Aufbaues aus gleichartigen Krystallstrukturen unterscheiden. Solche „polysymmetrische“ Modifikationen zeigen keinen Unterschied des spezifischen Gewichts, keine bestimmte Umwandlungstemperatur, sie gehen durch unmerkliche Übergänge ineinander über und die krystallographischen und physikalischen Eigenschaften der höher symmetrischen lassen sich aus denen der minder symmetrischen ableiten. Für diese Polysymmetrie werden eine Anzahl von Beispielen (Uranylmagnesiumnatriumacetat, Isopropylaminplatinchlorid, Kaliumnatriumsulfat und -chromat) angeführt.

Sehr lehrreich sind die in den verschiedenen Abschnitten enthaltenen Hinweise auf ungelöste Fragen, und es kann keinem Zweifel unterliegen, daß schon diese kleine Einleitung, so wie sie den Leser über den gegenwärtigen Stand der chemischen Krystallographie unterrichtet, einen mannigfaltigen Einfluß auf ihre Fortentwicklung ausüben wird.

K r y s t a l l o g r a p h i e von Dr. W. B r u h n s, a. o. Professor an der Universität Straßburg i. E. Mit 190 Abb. 144 Seiten Sedezformat. Leipzig, G. J. Göschensche Verlagshandlung, 1904 (Sammlung Göschen).

Das kleine Bändchen stellt die wichtigsten Lehren der Krystallographie in knappster Form dar. Zur Repitition für Studierende, denen Vorlesungen oder ein ausführlicheres Lehrbuch zur Verfügung stehen, werden solche knappe Darstellungen die beste Verwendung finden und für diesen Zweck kann das Buch empfohlen werden. Für Anfänger und zur ersten Einführung dürfte es sich weniger eignen.

Vorläufige Anzeige.

H. R o s e n b u s c h, M i k r o s k o p i s c h e P h y s i o g r a p h i e d e r M i n e r a l e u n d G e s t e i n e. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I. Erste Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Allgemeiner Teil. Vierte, völlig umgestaltete Auflage von Dr. E. A. W ü l f i n g, Professor der Mineralogie und Geologie an der techn. Hochschule zu Danzig. — Mit 286 Fig. im Text und 17 Tafeln, XV und 467 Seiten Oktav. — Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (E. Nägele), 1904.

Die k r y s t a l l i n e n S c h i e f e r von Dr. U. G r u b e n m a n n, Professor der Mineralogie und Petrographie am eidgenössischen Polytechnikum und an der Universität Zürich. I. Allgemeiner Teil. Mit 7 Textfiguren und 2 Tafeln. IV und 105 Seiten Oktav. Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger, 1904.

A T r e a t i s e o n M e t a m o r p h i s m by C h a r l e s R i c h a r d V a n H i s e. Monographs of the United States Geological Survey. Volume XLVII. Washington 1904.

Das Erscheinen vorstehender Werke sei hier vorläufig den Lesern der Mitteilungen bekannt gegeben. Die Redaktion behält sich vor, auf den Inhalt der bedeutsamen Publikationen in einem der nächsten Hefte näher einzugehen.

F. B e c k e.



Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

XXIX. Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln.

Von Michael Stark.

(Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren.)

Einleitung.

Vor einigen Jahren besuchte Herr Erzherzog Ludwig Salvator die von den Hauptverkehrslinien des Mittelmeeres ziemlich abgelegene Insel Ustica, studierte dort Land und Leute und legte seine Beobachtungen in dem reich ausgestatteten Werke „Ustica" nieder.[1])

Er brachte außerdem eine reiche Sammlung von Gesteinsproben der Insel mit, die er Herrn Prof. F. Becke, damals Vorstand des mineralogischen Institutes der Prager deutschen Universität, übergab. Professor Becke entwarf von den Gesteinen eine kurze Charakteristik, soweit sie sich nach dem makroskopischen Ansehen ermitteln ließ; dieselbe wurde oben genanntem Werke einverleibt.

Da das seltene und schwer zu erlangende Material eine genauere Untersuchung zu rechtfertigen schien, wurde dasselbe dem Schreiber dieses zur petrographischen Untersuchung übergeben.

Es sei an dieser Stelle Herrn Erzherzog Ludwig Salvator für das wertvolle Material aufs beste gedankt.

Meinem hochverehrten Professor Herrn Friedrich Becke, der mir die Anregung zu dieser Arbeit gab, spreche ich meinen innigst gefühlten Dank aus und bedauere nur, für die Liebenswürdigkeit, mit der mir mein geliebter Lehrer stets mit Rat und Tat

[1]) „Ustica." Druck und Verlag von Heinr. Mercy Sohn. Prag 1898. (Anonym.)

helfend zur Seite stand, nicht mehr als ein paar schuldige Dankesworte sprechen zu können.

Herr Hofrat Tschermak gestattete mir gütigst die Benützung der Dünnschliffsammlung des mineralogisch-petrographischen Instituts, wofür ich aufs beste danke.

Auch meinem Vorgänger Dr. H. Tertsch bin ich für manche Unterstützung zum Danke verpflichtet.

Allgemeines.

Die Insel Ustica liegt 67 *km* nordwestlich von Palermo und 95 *km* westlich von Alicuri, die die westlichste der Liparischen Inseln ist. Die Geographen rechnen Ustica nicht mehr zu den Liparen, aber mit Unrecht, denn das eruptierte Material der Insel läßt an der Zusammengehörigkeit mit den Magmen obgenannter Inselgruppe keinen Augenblick zweifeln.

Ustica (der Semaphor auf U.) liegt unter 73° 10′ 43″ östlicher Länge von Greenwich und 38° 42′ 24″ nördlicher Breite. Der Flächeninhalt der Insel beträgt 8·65 km^2, ihr Umfang etwa 12 *km*. Sie hat ovalen Umriß mit dem längeren Durchmesser in der Richtung SW.—NO. 31·2 *km*, senkrecht dazu 21·2 *km*. [1])

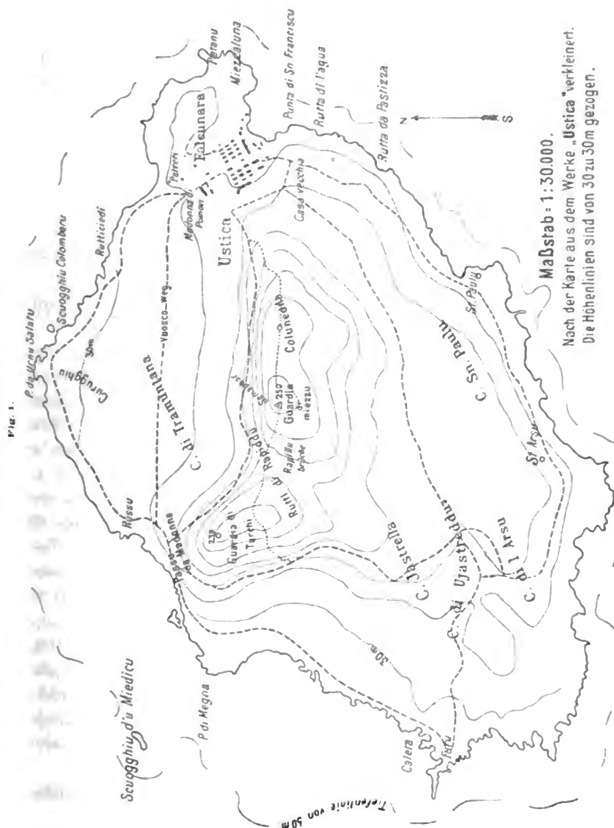
Im Verhältnis zur Fläche ist die Höhe über dem Meeresspiegel eine geringe — 250 *m*. Sie nimmt diesbezüglich eine Sonderstellung unter den Liparischen Inseln ein. Dies erklärt sich wohl daraus, daß ein großer Teil Usticas lange Zeit submarin war und der ebnenden Wirkung der Meeresströmungen ausgesetzt. Das zeigt sich auch an den orographischen Verhältnissen.

Die Haupterhebungen (Guardia di Turchi 239 *m*, Guardia di miezzu 250 *m* [Muntagna di miezzu], Colunedda [Punta di Maggiore], Falcunara 156 *m*) [2]) bilden einen flachen Bogen von der Richtung NW. über Ost nach Ostnordost. Nördlich dieser Hügelkette liegt die Terrasse Contrada di Tramuntana, südlich die von einigen Hügeln unterbrochene Contrada di Ujastreddu und Contrada Sn. Paulo. Letztere Terrasse tauchte früher aus dem Meere auf als die C. d. Tramuntana, dafür sprechen einerseits die Höhendifferenzen, andrerseits die mehr oder weniger voll-

[1]) Diese Angaben sind dem oben genannten Prachtwerke entnommen.

[2]) In dem Werke „Ustica" sind die Höhenangaben des Textes und der beigegebenen Karte nicht übereinstimmend, ich wählte die der Karte.

Fig. 1.



endete Planierung. Daß die genannten Ebenen submarin waren, beweisen die an mehreren Punkten auftretenden fossilienführenden Ablagerungen.

Zu diesen Ausführungen Corteses[1]) sei zur Ergänzung bemerkt, daß die ziemlich scharf abgesetzten Isohypsen 90 *m* und 110 *m* vielleicht auf ein ruckweises Heben der Insel deuten. Die letzte Hebung der Insel mag wohl vor langer Zeit erfolgt sein, dafür spricht die langgezogene Steilküste Usticas, welche dem nagenden Anprall der Brandung ihre Entstehung verdankt, da die Böschungen der Insel ziemlich ungeändert ihre Fortsetzung im Meeresgrunde haben.

Der Hinweis aber, daß die Hügelkette den südlichen Rand eines ehemaligen Kraters darstellen dürfte, wird durch den etwas steileren Abhang der Guardia di miezzu und Colunedda und der bogenförmigen Lagerung der einzelnen Kuppen allein nicht wahrscheinlich gemacht.

Zusammengehörig sind bloß die Kuppen: Colunedda und Guardia di miezzu, die aus ähnlichem Gestein bestehen.

Viel wahrscheinlicher ist die Lagerung dieser Hügel auf einem Spaltensystem, das in der Richtung O. — W. verläuft. Darauf deutet auch noch die etwa 1 *km* nordwestlich der Punta di Megna liegende Klippe Scuogghiu d' u Miedicu und die 5 *km* westlich der Küste befindliche Untiefe Sicca D'Apollo hin, welch letztere einen auf der Sprunglinie aufsitzenden Kegel darstellt, wie man aus den Lotungen ersieht. Dieser Gipfel fällt recht steil gegen Ustica um etwa 100 *m* ab, worauf der Meeresboden ganz gleichmäßig gegen die Insel zu ansteigt.

Es ward schon oben gesagt, daß Ustica in der Verlängerung der Linie der Inseln Salina, Filicudi, Alicudi liege; es ist nun aus der Natur der Magmen unzweifelhaft, daß Ustica zu den Liparischen Inseln gehöre; es ist also auch wahrscheinlich, daß die Hügel Usticas und Sicca d'Apollo auf der früher erwähnten Sprunglinie liegen. Eine Rekonstruktion des Kraters aus den Hügeln würde zu einem Durchmesser von etwa 4 *km* führen, einem im Verhältnisse zu andern Kratern oder Einsturzkratern der Äolischen Inseln etwas sehr großen Maß.

Nicht unwahrscheinlich ist es, daß zu dem erwähnten Spaltensystem eine kleinere Spalte senkrecht aufbrach. Dieser würde die geringe Meerestiefe in der Linie nach Nord, welche aber auch links und rechts dieser Linie zunimmt und die Untiefe Sicca di

[1]) Cortese, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Roma 1892. pag. 10.

Columbaru entsprechen. Auch die an der ganzen Peripherie der Insel auftretenden mehr dichten Gesteine und die mehr körnigen Gesteine in der Mitte sprechen für obige Annahme.

Jetzt ist die vulkanische Tätigkeit Usticas erloschen. Daß dieselbe aber noch lange nach den letzten Eruptionen auf der Insel fortgedauert habe, und zwar in Form von Thermen, beweisen die Sinterbildungen auf der Insel, beispielsweise der Kiesel-Aragonit-Sinter der Guardia di Turchi in einer Höhe von 239 *m*, ferner Pyritüberzüge auf Gesteinsspalten von der Guardia di miezzu.

Petrographischer Teil.

Die vorliegenden Gesteinsproben sind Feldspatbasalte, Tuffe und Bimssteine.

Plagioklas.

Die Gesteine Usticas sind außerordentlich feldspatreich. Das deutet auch schon die hohe Prozentzahl von $Al_2 O_3$ in der Bauschanalyse an. 17·84% im Feldspatbasalt, 19·91% im Bimsstein. Die helleren Basaltvarietäten enthalten besonders recht wenig andere Gemengteile.

Was die Ausbildungsweise der Krystalle anbelangt, so kommen zur Entwicklung die Formen 001, 010, $1\bar{1}0$, 110, seltener $\bar{1}01$, noch seltener $\bar{2}01$. Die großen Individuen pflegen tafelig nach M zu sein, aber nicht immer, manchmal sind sie auch prismatisch nach der a-Achse. Häufig ist das bei den Mikrolithen der Fall; in den Lapilli der Tuffe tritt eine abweichendere Ausbildung dieser letzteren ein, die || M fein dünntafelige mit den Flächen P und x, wie sie beispielsweise schon von Penck [1]), Kreutz [2]) und Hussak [3]) beschrieben wurde.

In den Tuffen zeigen sich häufig auch die bekannten gabeligen Feldspatskelette.

In den Bimssteinen kommen rundum gleichmäßig entwickelte Einsprenglinge und unregelmäßige Trümmer zersprungener Krystalle vor.

---

[1]) A. Penck, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Z. d. geol. Ges., 1878, pag. 99.

[2]) F. Kreutz, Vesuvlava v. 1881—1883. D. M. V, pag. 139.

[3]) Hussak, Basalt und Tuff von Ban & D. M. VI, pag. 289.

Die am häufigsten auftretende Verzwilligung ist die nach dem Albitgesetz, daran reiht sich an Häufigkeit das Karlsbader, dann das Periklingesetz. Selten ließen sich Durchkreuzungszwillinge und Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz erkennen.

Der Plagioklas tritt bisweilen in großen Einsprenglingen auf, so beispielsweise in einem schlackigen Auswürfling von Scuoggbiu Columbaru ein $1^1/_2$ *cm* großes wasserklares Individuum. Solch große Krystalle sind aber immerhin selten und treten mehr in porphyrischen Gesteinen auf.

Die mehr körnig ausgebildeten Gesteine enthalten nur spärliche Überreste solch großer Einsprenglinge, deren Ruinen dann häufig ausgeheilt erscheinen und wieder weitergewachsen sind.

Die großen Einsprenglinge sind meist anorthitreiche Glieder des Plagioklases. So wurde an einem derartigen Einsprengling (nahe $\perp$ c geschnitten) eines Basaltlapillos der Rutta di Patanu mittelst Camera lucida und drehbaren Zeichentisches der Winkel der optischen Achsen B in 2 Albitlamellen auf $9{\cdot}5^0 \times 2$ bestimmt. Optischer Charakter ($\pm$). Dies ergibt einen Plagioklas von 80% An. [1])

Ein anderer Einsprengling (Karlsbader Doppelzwilling) eines blasigen dunklen Gesteins von eben diesem Fundort zeigte

1	1′	2	2′
40°	39°	31°	31°

Dies würde nach den neuesten Tabellen von Michel Levy [2]) auf einen Plagioklas von 90° An-Gehalt führen;

An einem Einsprengling eines ziemlich körnigen lichten Gesteins der Guardia di miezzu maß der Winkel zwischen den 2 B-Achsen in einem Albitzwilling $4^0 50' \times 2$. Optischer Charakter (—). Anorthitgehalt 87%.

Für die frühe, schon vor der Effusion erfolgte Bildung dieser großen Einsprenglinge spricht ihr gleichförmiger einschlußfreier Aufbau im Kern. Außen sind diese Krystalle meist korrodiert und an den korrodierten Rand legt sich eine mit Glaspartikeln durchsetzte Hülle.

Der homogene Kern deutet auf langsames Wachstum, die Korrosion auf Änderung des Gleichgewichtes zwischen Schmelze und aus-

[1]) F. Becke, Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder etc. D. M. XIV, pag. 433.

[2]) Étude sur la détermination des Feldspats. 3. fasc., Taf. XXIII, 1904

geschiedenen Krystallen — wahrscheinlich infolge Druckentlastung —, die einschlußreiche Zone auf rasches Wachstum.

Meist legt sich an die einschlußreiche Zone noch eine schmale einschlußfreie Hülle, entsprechend einem langsameren Wachstum bis zur vollständigen Gesteinsverfestigung.

In manchen Handstücken legt sich an den korrodierten Kern gleich eine einschlußfreie Hülle. Dies entspräche langsamerem Wachstum nach erfolgter Effusion. Die einschlußreiche Zone entspricht Kernen anderer kleinerer Einsprenglinge, welche also erst zu der Zeit anfingen zu krystallisieren, als bereits die vor ihnen ausgeschiedenen An-reichen Einsprenglinge korrodiert waren.

Zonarstruktur ist an Plagioklasen allgemein zu beobachten. Sie beschränkt sich jedoch meist auf den äußeren Rand der Krystalle, während der Kern meist mehr als $^{3}/_{5}$ des ganzen Krystalls hindurch homogen erscheint.

Dies deutet auf Tendenz von homogenen Mischkrystallen. Die Zonarstruktur ist nie so deutlich wie an den Plagioklasen vieler Andesite. Auf diese Eigentümlichkeit bei den Andesiten hat Becke aufmerksam gemacht.[1])

Die deutlichere Zonarstruktur bei den Andesiten mag ihren Grund vornehmlich in der stärkeren Entwicklung der monoklinen Pyroxene haben, die dem Magma Ca O entziehen.

In den studierenden Gesteinen von Ustica ist die Zonenfolge nicht immer die gleiche.

Folgende Fälle lassen sich unterscheiden:

I. Weitaus am häufigsten ist die Zonenfolge eine normale [2]), das heißt, an An-reiche Kerne legen sich An-ärmere Hüllen.

Diese Hüllen werden nun entweder:

a) ganz regelmäßig von innen nach außen zu An ärmer, ohne eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Hüllen und dem Kern

[1]) F. Becke, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. D. M. XXII, pag. 233.

[2]) F. Becke, Über die Zonarstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. D. M. XVII, pag. 97.

F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. D. M., Bd. XIII, pag. 414.

Küster, Zeitschr. f. phys. Chemie, 8, 577. 1891.

erkennen zu lassen; dies ist vornehmlich bei den Krystallen der Grundmasse der Fall oder

b) es ist die Zonenfolge zwar derart, daß der Kern An-reicher als die Hülle ist, daß aber doch ein Unterschied zwischen einzelnen Schalen der Hülle bemerkbar ist, indem manchmal An-reichere Feldspatsubstanz auf eine An-ärmere folgt (basische Rekurrenzen).

Ein solcher Fall wurde an einem alten Einsprengling aus dem Basalte der Rutta dil agua studiert.

Der Kern war auf der einen Seite etwas korrodiert, die anderen drei Seiten waren intakt.

Da nun zeigten sich eine Menge von Hüllen, die ziemlich scharf voneinander abgesetzt waren. Die Breiten dieser Hüllen waren verschieden, in manchen Fällen gingen sie auf Bruchteile eines tausendstel Millimeters herab.

Bestimmt wurden in einem zufälligen beiläufig ⊥ M orientierten Schnitt folgende Auslöschungsschiefen:

Kern	29°
1. Eine etwas breitere Hülle (etwa 2 μ)	{ 20°, 15° }
2.	20°
3.	15°
4.	18½°
5.	13°
6.	{ 16°, 12½° }
7.	{ 11½°, 9° }
8.	{ 11°, 2° }

Bei den mit { bezeichneten Hüllen ist die erste Auslöschung an dem Innenrand der Hülle, die 2. an dem Außenrand gemessen.

Daraus erkennt man einerseits die gesetzmäßige Änderung, indem durchschnittlich genommen stets saurere Hüllen zur Ablagerung kamen, andrerseits muß noch ein anderes Moment mitgewirkt haben, daß bisweilen ein etwas basischeres Glied als das vorhergehende ausfiel.

Bekanntlich scheiden sich bei der Abkühlung einer Schmelze von bestimmter Zusammensetzung aus 2 Endgliedern Krystalle aus, welche nicht gleiche Zusammensetzung mit der Schmelze haben, sondern angereichert sind mit dem Endglied, welches den höheren

Schmelzpunkt hat. Dies gibt — ebenso wie die Schmelzpunkte einer verschieden prozentigen Schmelze eine Kurve geben — eine andere Kurve, welcher im einfachsten Fall eine Annäherung gegen die schwerer schmelzbare Komponente zukommt. Die Entfernung dieser beiden Kurven wird nun unter verschiedenen Verhältnissen nicht die gleiche sein, sondern sich ändern. Eine solche Änderung könnten Druck, Entbindung absorbierter Gase etc. bewirken. Ähnliche Fälle mit derartig abweichender Zonenstruktur wurden auch schon früher beschrieben.[1])

II. Es folgt zwar auf einen An-reichen Kern eine An-ärmere Hülle, diese ist aber scharf vom Kerne abgesetzt.

Dieser Fall war recht häufig an den alten Einsprenglingen zu beobachten.

An einem Individuum von der Guardia di miezzu ließ sich der Winkel der 2 B-Achsen in Albitlamellen messen.

Im Kern: Winkel φ	4·8° . .	An-Gehalt 87%
In der scharf abgesetzten Hülle .	14·2° . .	„ 73%

Dieser Sprung läßt sich aus dem Chemismus des Magmas allein nicht erklären.

Eine Möglichkeit läge in der Verringerung der Ca-Komponente.

Dies ist für viele Fälle ziemlich sicher, da der besagte Sprung am allerdeutlichsten bei den Gesteinen mit größeren Augiteinsprenglingen (Scuogghiu Columbaru) ist.

Der besprochene Fall findet sich aber auch in Gesteinen ohne größere Augiteinsprenglinge.

Anorthit oder An-reiche Plagioklase finden sich vornehmlich in den basischen Tiefengesteinen, in den Ergußgesteinen treten sie als porphyrische Einsprenglinge auf oder auch als lose Krystalle in Tuffen etc. Dieses Moment weist auf Bildung in großer Tiefe hin, also

---

[1]) F. Becke am Glimmerporphyrit d. niederösterr. Waldviertels. D. M., 1883, V, pag. 150.

Sehr eingehend F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, D. M., XIII, pag. 414.

Richard Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. Z. d. g. Ges., 1886, XXXIII, pag. 219.

H. v. Foullon, Über Porphyrite aus Tirol. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1886, 752.

Küch und Herz in den schon zitierten Werken.

Zirkel, Lehrbuch, I, pag. 231.

unter hohem Druck und gleichzeitiger Einwirkung von überhitztem Wasser und von Gasen.

Diese Momente mögen wohl auch bei den älteren Einsprenglingen in den oben besprochenen Gesteinen maßgebend gewesen sein, da die scharf abgesetzten Hüllen an den Feldspatkrystallen der Grundmasse nicht erscheinen. Ob nun hoher Druck oder Einwirkung von überhitztem Wasser und Gasen oder beide zugleich für die Bildung des Anorthites fördernd sind, läßt sich nicht entscheiden, da in den Tiefengesteinen beide wirken, in den Ergußgesteinen aber beide ihre Wirkung verlieren.

III. Der Kern ist An-ärmer als die unmittelbar ansetzende Hülle, diese ist scharf abgesetzt und weist im übrigen normale Zonenfolge auf.

Dieser Fall wurde nur zweimal beobachtet. In einem Basalte von Tramuntana erscheinen porphyrische Einsprenglinge von folgendem Verhalten.

Schnitte nahe ⊥ M P geben die Auslöschungen[1]):

	Kern		Hülle			
			Innerer Teil		Äußerster Teil	
	a	b	a	b	a	b
1	$27^1/_2$	26	33	35	20	—
1'	26	26	—	34	—	21

Grundmassefeldspate ergeben in Karlsbader Doppelzwillingen[2]):

	Innerer Teil		Äußerster Teil	
	a	b	a	b
1	30	29	15	$14^1/_2$
1'	32	30	—	15
2	$10^1/_2$	9	—	3
2'	$9^1/_2$	10	—	4

in Schnitten ⊥ M P:

	a	b	a	b
1	30	30	15	13
1'	—	28	14	—

Es entspräche also der Kern einem Labrador von der Zusammensetzung 50% An. Der innere Teil der Hülle von 55—60% An, der äußerste Teil 38—42% An.

[1]) F. Becke, Zur Bestimmung der Plagioklase in Schnitten senkrecht zu M. u. P. D. M., XVIII, pag. 556.

[2]) Michel Levy, Etude sur la détermination des Feldspats. Pl. XII. Paris 1896.

Der innere Teil der Grundmassefeldspäte von 55—60% An, der äußerste Teil bei 40% An.

Die Hülle der größeren Einsprenglinge und die Grundmassefeldspäte lassen auf den ersten Blick die gleiche Zusammensetzung erkennen.

Ein noch etwas extremerer Fall ließ sich bei einem grauen Basalt von Arsu konstatieren. Da zeigten die Kerne höhere Lichtbrechung als Kanadabalsam, optisch (±), einer (—) Charakter, der innere Teil der Hüllen (+), die äußeren Teile (±) Charakter. Ein Karlsbader Doppelzwilling ergab:

	Kern	Hülle Innerer	Hülle Äußerer	Äußerster zackiger Teil	
1	24	32	24	15°	Dieser Teil
1′	24	32	—	—	nahe ⊥ M P
2	15	22	14	—	
2′	16	—	16	—	

Ferner wurde der Winkel zwischen den beiden optischen Achsen A, B′ in Albitlamellen an einem Schnitt nahe parallel M im Kern auf 29° bestimmt, woraus nach einer von F. Becke noch nicht veröffentlichten Tabelle ein An-Gehalt von 42% resultiert. Aus den Auslöschungsschiefen folgt nach der neuesten Tabelle von M. Lévy ein An-Gehalt von 39% für den Kern, während die Plagioklaszonen sich etwa in den Grenzen von 50%—35% An-Gehalt bewegen.

Die Folge basischerer Zonen auf saurere Kerne glaubte Herz[1]) durch Strömungen im Magma erklären zu müssen, infolge welcher die ausgeschiedenen Einsprenglinge in basischere Teile des Magmas gelangen. Eine derartige Erklärung wird zweifellos manchmal berechtigt sein.

Gegen die Auffassung Herzs wandte sich Grosser, indem er behauptete, daß die Substanz der einzelnen Krystallzonen dieselbe, die krystallographische Orientierung aber verschieden sei.[2])

Diese Auffassung wurde von Herz mit Recht bestritten.[3])

[1]) R. Herz, Die Gesteine der Ecuadorianischen Westcordillere vom Pululagua bis Guagua Pichincha. Inaug.-Diss. Berlin 1892, pag. 32.

[2]) P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. D. M., XIII, pag. 70.

[3]) Über die Zonarstruktur der Plagioklase. D. M., XIII, pag. 343.

Auch Hibsch und andere Forscher haben derartiges Auftreten basischer Rekurrenzen beschrieben.[1])

Die optische Untersuchung der oben behandelten Plagioklase läßt recht deutlich erkennen, daß ihr Kern dem Mittel zwischen dem äußersten und innersten Teil der Hülle entspricht.

Dem äußersten Anteil der Hülle muß ferner bei gleicher Dicke mit dem inneren Anteil mehr Volumen zugesprochen werden als dem inneren, ferner summiert sich zu ihm noch die nicht unbeträchtliche Menge der Zwischenklemmasse.

Nun wurde erst vor kurzem gezeigt, daß die Gesetze, welche für die Krystallisationsfolge in gewöhnlichen Salz- und Metallösungen gelten, sich auch auf die Silikatschmelzlösungen anwenden lassen.[2])

Geht demnach in einer Schmelze von einem bestimmten Ab- und An-Gehalt die Abkühlung unter gewöhnlichen Verhältnissen sehr langsam von statten, so würden sich, wenn die Schmelze die Temperatur erreicht, wo ihr Erstarrungspunkt liegt, Krystalle von etwas höherem An-Gehalt ausscheiden als der Zusammensetzung der Schmelze entspricht. Dadurch würde aber die Zusammensetzung der Schmelze geändert und es würde eine Ausgleichung zwischen Schmelze und Krystallen angestrebt werden, der zum Schlusse homogene Mischkrystalle von der ursprünglichen Zusammensetzung der Lösung entsprechen müssen.[3])

Da nach den sehr eingehenden Untersuchungen von Doelter die Schmelzpunkte von Anorthit und Albit nicht weit auseinander liegen, so ist im Anfang der Krystallbildung ein derartiger Mischkrystall bei sehr langsamem Wachstum nicht ausgeschlossen.[4])

Folgt nun auf die Periode langsamer Erstarrung eine solche rascherer Krystallisation, so wird eine derartige Ausgleichung nicht

---

[1]) J. E. Hibsch, Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspaten und Augiten. D. M., XIII, pag. 285.

W. A. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. f. K., XVI, pag. 53.

Vgl. auch Zirkel, Lehrbuch, I, pag. 230.

[2]) J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. Kristiania 1903, pag. 145.

Backhuis Roozeboom, Z. f. phys. Ch., 1899, 33.

Vor beiden schon in noch nicht so klarer Weise Lagorio. D. M., Bd. VIII.

[3]) Vogt nimmt für die Plagioklase den Typus III Roozebooms an. Dagegen spricht die sonst sehr gleichmäßige Zone in den Gesteinen. Diese läßt auf Typus I Roozebooms schließen. Letzteres nimmt F. Becke an.

[4]) Mineralogisch-petrographische Referate, 1904.

möglich sein, deswegen eine Anreicherung an An im inneren Teil der Hülle im Verhältnis zum Kern.

Unregelmäßigkeiten beim Wachstum der Krystalle sind nicht selten, so auch verschiedene Länge der Zwillingslamellen, Auskeilen oder Verdoppelung derselben.

Als Einschlüsse fallen in den Kernen der großen Einsprenglinge nur Gasporen auf, häufig reihenförmig angeordnet, in den äußeren Zonen Olivin, Apatit, Magnetit, Pyroxen, recht gewöhnlich Glas, das entweder schon entglast ist und Aggregatpolarisation zeigt oder homogen erscheint.

Viele der individualisierten Einschlüsse lassen erkennen, daß sie sich erst nach der Einschließung gebildet haben. Nicht immer ist man daher berechtigt, daraus, daß ein Mineral als Einschluß in einem anderen vorkommt, das eingeschlossene als das ältere zu bezeichnen. Denn nachdem der Glaseinschluß nichts anderes als einen Teil des Magmas repräsentiert, die Temperaturverhältnisse aber dieselben bleiben wie die des restierenden Magmas, so wird die weitere Auskrystallisation erfolgen, wenn Anstoß hierzu gegeben ist. Dieser Anstoß wird aber im äußeren Magma ein häufigerer sein. Der im Innern des Krystalls in Ruhe befindliche Magmarest kann unterkühlt werden und dann plötzlich fest werden. Oder aber er krystallisiert aus und in dem Fall wird, da bei Silikaten eine Verringerung des Volumens eintritt, ein unausgefüllter Raum entstehen. Solche Fälle eingeschlossener Pyroxen und Magnetitkryställchen in Hohlräumen sind nichts seltenes.

Bisweilen ist auch noch eine Ablagerung, und zwar eine saurere an Plagioklas erfolgt. Dies läßt sich aber mit voller Sicherheit infolge der sehr schmalen Zone nicht immer nachweisen. In günstigen Fällen löschen dann diese Anlagerungen im Innern der Krystalle mit entsprechenden Partien der Hülle des Krystalls gleichzeitig aus. Ähnliche Beobachtungen machten beispielsweise auch Graeff und Brauns. [1])

Olivin.

Der Olivin tritt in rundum ausgebildeten Krystallen oder in krystallographisch nicht begrenzten Körnern auf. Die zur Ausbildung kommenden Flächen sind 010, 110, 011, recht selten 101 oder 120.

[1]) F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen. N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1893, Bd. I, pag. 129.

In den Tuffen kommen öfters geradezu Krystallstöcke von Olivin vor. Recht häufig ist sein Auftreten in unregelmäßigen oder nur zum Teil krystallographisch begrenzten Körnern. Einigemal ließ sich direkt nachweisen, daß die Körner Bruchstücke eines Krystalls seien, daß also jedenfalls infolge der Abkühlung Sprünge in dem spröden Mineral entstanden, die zum Zerfall führten und in manchen Fällen, wo das Magma schon ziemlich bewegungslos war, nur wenig auseinander getragen wurden.

Sehr begünstigt wird dieser Zerfall durch skelettförmiges Wachstum, wie es vornehmlich in den Tuffen zu beobachten ist. Die Krystalle sind da hauptsächlich || 010 ausgebildet. Häufig besteht der Krystall aus mehreren Lamellen, welche nur am äußeren Rande zusammenhängen, so daß ein „Rost"-artiges Gebilde entsteht.

Die Glasmasse in den Räumen zwischen den Lamellen unterscheidet sich dem Anschein nach nicht vom übrigen Magmarest. Hin und wieder kommen auch symmetrische Glaseinlagerungen in den Krystallen vor, ähnlich wie sie schon von Cohen[1]) beschrieben wurden.

Neben diesen alten Einsprenglingen zeigen sich in den Lapilli der Tuffe noch andere meist recht kleine, nicht korrodierte Einsprenglinge, die jedenfalls kurz vor der Eruption, eventuell noch während derselben auskrystallisiert sind. Dieselben sind bisweilen nach der a-Achse stabförmig.[2])

Neben den nach der a-Achse stabförmigen Olivinen kommen aber auch unmittelbar im selben Lapillo tafelförmige Kryställchen nach der 010 Fläche vor mit gleicher Entwicklung nach a und c. Diese tafelförmige Entwicklung herrscht beim Olivin in den Tuffen und Schlacken vor.

Da in der petrographischen Literatur wiederholt auf eine Art hemimorpher Ausbildung hingewiesen wurde[3]), wurde der Sache nachgegangen.

---

[1]) E. Cohen, Über Laven von Hawaii und einigen anderen Inseln des Großen Ozeans. N. Jahrb. f. Min., G. u. P., 1880, Bd. II.

[2]) J. H. L. Vogt, Mineralbildung in Schmelzmassen etc. Kristiania 1902, pag. 21—24.

[3]) Felix Kreutz, Über Vesuvlaven von 1881 und 1883. D. M., VI, pag. 143.

E. Cohen, Über Laven von Hawai und einigen anderen Inseln des Großen Ozeans nebst einigen Bemerkungen über glasige Gesteine im allgemeinen. N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1880, Bd. II.

Da sich Sicheres nur ermitteln läßt, wenn typische Schnitte, deren Orientierung sich aus dem optischen Verhalten erschließen läßt, vorliegen, wurden alle Schnitte, die den Austritt einer Mittellinie oder der optischen Normale erkennen ließen, untersucht. Dabei zeigte sich, daß die Olivinkrystalle in den Ustica-Basalten nach allen Richtungen hin gleich ausgebildet sind. Die Fläche 010 findet sich fast immer gleich groß mit der $0\bar{1}0$-Fläche, wenn aber auch das eine Brachypinakoid etwas größer ausgebildet sein mag, so kann man das höchstens als unregelmäßiges Wachstum bezeichnen, wie es ja bei Krystallen sehr häufig ist. Das Pinakoidflächenpaar 010 verschwindet besonders bei kleinen Kryställchen vollständig und es bilden die Begrenzung nur die Flächen des Längsdomas 011 in der Richtung parallel der a-Achse.

Ähnliche oder gleiche Schnitte wie die von Kreutz abgebildeten lagen in den Dünnschliffen auch vor. In solchen Fällen zeigte sich nie das Interferenzbild normal α, β oder γ in der Mitte des Gesichtsfeldes, sondern meist eine Achse. Auch Kreutz sagt von solchen Schnitten, daß sie eine Achse im Gesichtsfeld geben und die Achsenebene senkrecht auf den Parallelseiten des gleichschenkligen Trapezes steht. Nun ist aber klar, daß dies einer Lage des Schnittes wohl in der Zone [001], nicht aber $\perp$ a oder b entspricht, und es sind nicht nur gleichschenklige Trapeze als Durchschnitte zu erwarten (diese würden treffen 010, 011 und $01\bar{1}$, ferner 110), sondern auch, wenn die 010-Flächen nicht ausgebildet sind, gleichschenklige Dreiecke (011 und $01\bar{1}$, 110). Ebenso sind Schnitte möglich, welche treffen 010, (011) und $1\bar{1}0$, die eine ungleiche Entwicklung der Längspinakoide vortäuschen können.

Was die sonstigen Dimensionen der Olivine in den Basalten anlangt, so ist hervorzuheben, daß die rundum gleichförmige Ausbildung Basalten zukommt, die nach dem Aussehen schon als eisenärmer gedeutet werden können, die tafelförmige Ausbildung nach 010 eisenreicheren. Letztere sind häufig in der Richtung der a-Achse 2—10mal so lang als in der Richtung der b-Achse. Damit stimmt auch die Höhe der Doppelbrechung überein, die bekanntlich mit der Anreicherung an Fayalitsubstanz höher wird. Es wurde an einem Olivin aus einem ziemlich eisenreichen Basalt von Arso (Ustica), der in der Richtung der a-Achse 9mal länger war als in der der b-Achse, die Höhe der Doppelbrechung ($\gamma—\alpha$) mittelst Babinetschen

Kompensators auf 0·0421 bestimmt; an einem anderen Durchschnitt ebenfalls günstig $\perp \beta$ getroffen aus einem eisenärmeren Basalt von San Paulu $(\gamma - \alpha) = 0{\cdot}0393$. Dieser Krystall war in den Richtungen a, b gleich entwickelt.

Endlich wurde noch nach einer von meinem verehrten Lehrer Prof. F. Becke ersonnenen Methode aus der Krümmung der Isogyren in Schnitten, welche eine günstig gelegene Achse im Gesichtsfeld zeigten, der Achsenwinkel des Olivins ermittelt. An einem Olivin eines viel Eisenerze enthaltenden Basaltes von der Rutta di Pastizza wurde der Achsenwinkel 2 V um α zu 86° bestimmt. Dieser Winkel entspricht einem Gehalt von 24% des Fayalitsilikates oder 22% FeO; an einem Olivin des sehr lichten Basaltes von San Paulu war der Achsenwinkel um α 88·5°, entsprechend 17% Fayalitsilikat, 16% FeO.

In der petrographischen Literatur wurde schon einige Male auf eine Zonenstruktur bei Olivinen hingewiesen.

Doss[1]) beschreibt Olivine aus basaltischen Laven und nimmt an, daß zuerst — also im Kern — das Eisensilikat, später — also in der Hülle — das Magnesiasilikat auskrystallisiert sei. Er erschließt das aus dem braunen Umwandlungsprodukt des Olivin, welches seinen Ausgang nimmt von einer zwischen einem äußeren Olivinrand und dem Kern interkalierten Zone und aus einem grünlichen Umwandlungsprodukt, das seinen Anfang von dem äußeren Rand des Olivin nimmt. Das braune Zersetzungsprodukt scheint ihm für das Eisen, das grünliche für das Magnesiumsilikat charakteristisch.

Sigmund[2]) beschreibt Zonenstruktur an Olivinen aus Basalten. Er beschreibt Vergrößerung des Achsenwinkels um die Mittellinie γ und Zunahme der Doppelbrechung in der Hülle und schließt daraus, daß bei der Ausscheidung der Olivinkrystalle die schwerer schmelzbare Komponente, das Magnesiumsilikat, sich im Kerne, in der ersten Krystallisation anreichere, in der Hülle das leichter schmelzbare Eisensilikat. Die Vergrößerung des Achsenwinkels um γ betrug 7°. Auch dort zeigten die Olivine einen frischen Rand und dann erst folgte die Umwandlungszone in das rote Mineral.

---

[1]) Bruno Doss, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haûran etc. D. M., Bd. VII, H. 6.

[2]) A. S. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. D. M., Bd. XVI, pag. 353.

Becke[1]) machte ähnliches Verhalten an Olivinkrystallen des Melaphyr von Predazzo bekannt, wo der Achsenwinkel gegen den Rand zu um 7° um α abnimmt, ferner von einem Olivin eines Quarzbasaltes von Cinder Cone Kalifornien, wo eine Verkleinerung von 5° des Achsenwinkels um α eintritt.

Vor kurzem[2]) wurde der Schluß wiederum gezogen, daß eine magnesiareichere Zone auf eine eisenreichere folge, aus dem Zersetzungsprodukt, das Michel-Lévy als Minéral rouge bezeichnet hat, das sich in einer Zone zwischen dem äußersten Olivinrand und dem Kern ausbildet.

Auch in den Basalten von Ustica zeigen die Olivine häufig Zonarstruktur. Am besten war dieselbe an den Olivinen eines Basaltes der Quardia di miezzu zu studieren.

Der Achsenwinkel im Kern ergab um die Mittellinie α 87°. Dieser Winkel verkleinerte sich gegen den Rand zu, und zwar um 7° in einem Falle, in einem anderen um 6°. Das entspricht einer Anreicherung des Olivins an Eisensilikat von $19^1/_2$% zu $34^1/_2$% in der Hülle.

Bemerkenswert scheint es, daß dieser Übergang nicht sprungweise erfolgt, sondern allmählich, allerdings meist ganz in der Nähe des Randes.

Die Zonarstruktur der Olivine läßt sich am besten an Schnitten, welche $\perp \alpha$ oder γ getroffen sind, studieren. Erstere zeigen ein Sinken der Interferenzfarbe gegen den Rand zu, sind aber, da der Schnitt an und für sich häufig etwas auskeilt, nicht so charakteristisch als die letzteren. Diese zeigen ein beträchtliches Steigen der Interferenzfarbe gegen den Rand zu, was eine Vergrößerung des Achsenwinkels um γ beweist. Diese Farbenwandlung hat auch schon Sigmund beschrieben in der oben zitierten Arbeit. Ein mir vorliegender Schnitt $\perp \gamma$ zeigte folgende Änderung der Polarisationsfarben: vom Blau der 2. Ordnung im Kern durch das Grün bis zum Gelbgrün der 2. Ordnung am äußersten Rande.

[1]) F. Becke, Über die Zonarstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. D. M. XVII, pag. 97.

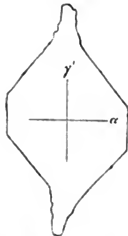
[2]) Fritz Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. Jahrb. f. Min. etc., Beilage Bd. XV, 1902, pag. 84.

Walther Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg an der Efze. N. Jahrb. f. Min. etc., Beilage Bd. XII, pag. 241.

Diese Olivine sind nicht immer ganz scharf krystallographisch begrenzt, sondern ragen bisweilen mit Zipfeln und Zacken in die Grundmasse hinein; besonders häufig sieht man dies an Schnitten ⊥ γ, und zwar an der Kante des Längsdomas. Diese Zipfel entsprechen einer Leiste, welche dem Längsdoma und der vorderen Prismenkante aufgesetzt ist. Die Bildung versteht man, wenn man sich erinnert, daß bei eisenreichen Olivinen die Tendenz da ist, tafelig nach 010 zu krystallisieren.

Diese Verzahnung des Krystalls mit der Grundmasse bringt es nach Becke mit sich, daß bei dem Erkalten des Magmas sich in

Fig. 2.



Schnitt nahe ⊥ der α-Achse.

dem spröden Mineral Sprünge bilden zwischen dem Kern und der äußeren Zone. Man könnte aber auch an einen verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten des Mg- und Fe-reicheren Olivins denken. Diese Sprünge sind auch der Grund für die beginnende Umwandlung der Olivine von einer mittleren Zone aus. Daß eine magnesiareichere Zone auch da nicht ist, wo die Umwandlung in das Minéral rouge beginnt, konnte mehrmals bewiesen werden, indem an einigen Krystallen stellenweise die Umwandlung noch nicht begonnen hatte oder erst sehr schwach vorhanden war; trotzdem aber zeigte sich auch in solchen Krystallen die Änderung der Polarisationsfarben in ungestörter Abstufung.

Die Umwandlungserscheinungen der Olivine, zuerst von Tschermak[1]) beschrieben, sind so allgemein bekannt, daß es näherer Be-

[1]) Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss., XLVI, pag. 490, Bd. LII und LVI.

schreibung nicht bedarf. Die Olivinkrystalle der 2. Generation sind oft vollständig in das rote Mineral (Minéral rouge nach Michel-Lévy) umgewandelt. Die größeren Krystalle zeigen Umwandlung vom Rande her oder von einer zwischen Rand und Kern interkalierten Zone. Michel-Lévy gibt die optische Orientierung dieses Minerals an.[1])

Becke gab eine andere Orientierung an. Nach ihm fällt α des neuen Minerals mit γ des Olivins zusammen und das Mineral rouge erscheint in allen Schnitten entgegengesetzt orientiert zum Olivin.[2])

Sigmund bestätigte die Angaben Michel-Lévys.[3])

Meine Untersuchungen ergaben aus dem Sinn des Wanderns der dunklen Streifen bei Einschieben des Gypskeiles (das Gypsblättchen mit dem Rot der I. Ordnung ist nicht hinlänglich zureichend) Übereinstimmung mit den Angaben Beckes. Versucht man zwei 3ästige Achsenkreuze mit a b c als Ästen miteinander zu kombinieren, so gibt es nur einen Fall, in dem alle Schwingungsrichtungen verkehrt liegen:

	β	des Olivin,		β	des Minéral rouge		
	γ	„	„	α	„	„	„
	α	„	„	γ	„	„	„
Der Fall	β	„	„	α	„	„	„
	γ	„	„	β	„	„	„
	α	„	„	γ	„	„	„

ergibt nicht immer ungleiche Orientierung.

Die Erscheinungen im konvergenten Lichte sind sehr undeutlich, da die Ausdehnung des Mineral rouge in die Breite eine sehr geringe ist.

Als Einschlüsse in den Olivinen treten auf seltener Magnetit, öfters Glas in symmetrischer Einlagerung, am häufigsten Pikotit, welcher allenthalben auch in den Tuffen auftritt, und zwar sowohl in den älteren als auch jüngeren Olivinen. Sonst findet er sich im Gestein recht selten und dann auch meist in unmittelbarer Nähe des Olivin.

Man wird, da der Olivin bei seinem Aufbau viel mehr Magnesium als Eisen dem Magma entzieht, an eine Anreicherung von $Al_3 O_3$ und FeO in der Nähe des Olivin denken können, infolgedessen bei

[1]) Michel-Lévy, Le Mont Dore et ses alentoures. Bull. d. l. Soc. géol d. France. 3e série, T. XVIII, pag. 831.

[2]) F. Becke, Gesteine der Columbretes. D. M. XII, pag. 311.

[3]) A. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. D. M. XVI, pag. 353.

der hohen Temperatur die Ausscheidung von eisenreichem Spinell begünstigt wird, während andere Verbindungen mit niedrigerem Schmelzpunkt noch nicht die Möglichkeit einer Auskrystallisation erlangt haben.

Augit.

Selten kommen größere als 1—3 *mm* große Pyroxenkrystalle vor. Als Einsprengling spielt der Pyroxen in den Basalten Usticas überhaupt eine untergeordnete Rolle. Nur in einigen Abarten überwiegt sein Auftreten als Einsprengling das des Olivins, und zwar in den dunklen Basalten und Schlacken von Columbaru. Vom Faru und der Falcunara liegen ebenfalls größere Augite enthaltende Basalte und Schlacken vor. In weitaus den meisten Basalten aber herrscht der Olivin als Einsprengling vor, der Pyroxen tritt als solcher nicht auf und erscheint nur in der Grundmasse in der Form von Mikrolithen. Die Größe dieser Mikrolithen ist meist recht gering. Sie strahlen häufig von einem Magnetitkorn büschelig aus. In anderen Fällen sind die Individuen etwas größer und erlauben die Messung der Auslöschungsschiefen auf 010 γ zu c 42—45°.

Nicht immer ist seine Form krystallographisch begrenzt, häufig erscheint er in unregelmäßigen Körnern. In mikrolithischer Ausbildung tritt der Pyroxen auf in den lichten Basalten von Tramuntana, Currughiu, Urnu saluta und Arsu; ferner in den dunklen Basalten der Südost- und Nordwestküste. Aber auch in allen übrigen Gesteinen der Insel herrscht die Form von Körnern oder Mikrolithen vor. In den Gesteinen von der Rutta di Partizza bildet er Mikrolithe oder federförmige Skelettformen.

In den Tuffen und auch in manchen Basalten liefert magmatisch resorbierte Hornblende Pyroxenmikrolithe, und diese weisen dieselben Eigenschaften auf wie die übrigen in der Grundmasse ausgebildeten Pyroxene. Daß die Krystalle des Pyroxens meist so klein sind, hat wohl seinen Grund in der Vorherrschaft der Feldspatsubstanz im Magma, demzufolge sich zuerst der Feldspat ausscheidet und der Olivin, während die Bedingungen für die Ausscheidung des Pyroxens erst sehr spät gegeben sind.

Gut auskrystallisierte Individuen lassen die Flächen 100, 110, 010 erkennen, wobei die Prismenflächen und Pinakoide sich so ziemlich das Gleichgewicht halten, ferner $11\bar{1}$. Zwillingsbildung nach 100 ist nicht häufig.

Im Mikroskop erscheint er mit grünlicher Farbe durchsichtig. Der Pleochroismus ist kaum merkbar. Die Auslöschung auf 010 ist bei den Mikrolithen 43°. An einem etwas größeren Krystall, der den Austritt der optischen Normale in der Mitte des Gesichtsfeldes erkennen läßt, wurde die Auslöschung gemessen c γ $44^1/_2$ im Kern, 41° in der Hülle. Die Auslöschung ändert sich sukzessive gegen den Rand. An demselben Schnitt wurde die Höhe der Doppelbrechung mittelst Babinetschen Kompensators auf 0·0242 bestimmt. Meist ist aber — auch an großen Krystallen — von einer Zonarstruktur kaum etwas zu merken. Sanduhrstruktur ist ebenfalls außerordentlich selten und da nur angedeutet. Der Winkel der optischen Achsen wurde an einem geeigneten Schnitt, der die Mittellinie γ und eine Achse im Gesichtsfeld zeigte, mittelst Camera lucida und drehbaren Zeichentisches gemessen: 2 V um γ 52°. Der Wert ist nach der Beckeschen Tabelle[1]) korrigiert. Diese Momente weisen auf einen Pyroxen hin, der zwischen gemeinem Augit und Diopsid steht.[1])

Als Einschlüsse in dem Pyroxen erscheinen Magnetit, seltener Plagioklas, Olivin und Glas. Die Einlagerung der Magnetite ist bisweilen eine zonare. Man wird da an eine Übersättigung an Magnetit im Magma denken können, wie sie an Melilith und Magnetit J. H. L. Vogt beschreibt.[2])

Magnetit.

Das Magneteisen kommt selten in etwas größeren, etwa 1 *mm* großen unregelmäßigen Aggregaten vor; weitaus häufiger in kleinen Oktaederchen oder Skeletten. Die ersteren scheinen mehr den Gesteinen zuzukommen, welche langsam abgekühlt wurden, die letzteren denen, welche einer raschen Abkühlung unterlagen. Zwillingsbildungen nach 111 sind häufig. Die Größe der Krystalle ist meist eine geringe; häufig sind sie so klein, daß sie erst mit stärkster Vergrößerung wahrgenommen werden können.

Anhäufungen von Magnetitkörnern, durch Resorption von Hornblende entstanden, wurden öfters wahrgenommen. Bekanntlich erscheint dann der Magnetit in gleich großen getrennten Oktaederchen.

---

[1]) Denkschriften der Wiener Akad. d. Wiss., LXXV. Bd., S. 94, 1904.

[2]) G. Tschermak, Über Pyroxen und Amphibol. Min. Mitt., 1871, pag. 31. — Die Silikatschmelzlösungen I, Christiania 1903, pag. 115, 136.

Wahrscheinlich wird durch die Ausbildung von Pyroxenmikrolithen die Anziehungssphäre der einzelnen Kryställchen gestört, so daß es zu zusammenhängenden Aggregaten nicht kommen kann. Der Magnetit ist meist eines der jüngeren Ausscheidungsprodukte. Öfters umschließt er, wenn er in größeren Körnern auftritt und früh aus dem Magma ausgeschieden wurde, Apatitkryställchen, wie es schon wiederholt beobachtet wurde. Seine gelben und roten Zersetzungsprodukte sind in der Art, wie sie Rosenbusch und Zirkel in ihren Handbüchern beschreiben, nicht selten.

Titaneisen.

Dieses ist in allen Gesteinen nachweisbar, freilich nur in ganz kleinen Flittern, welche teilweise sechsseitigen Umriß erkennen lassen, öfters aber am Rande zackig ausgebildet sind. In sehr dünnen Lamellen sind sie gelbbraun bis grünbraun durchscheinend. Hin und wieder sind auch größere Täfelchen in den Basalten vorhanden. Diese sind dann nicht selten || mit dem Olivin verwachsen. Sie ragen dann ein Stück in den Olivin hinein, was auf gleichzeitiges Wachstum hinweist. Offenbar schießen sie am Olivin deswegen mit Vorliebe an, weil bei dessen Auskrystallisation eine lokale Übersättigung an Eisen eintritt, da der Olivin immer verhältnismäßig mehr Magnesia bei seinem Aufbau verbraucht. Die orientierte Verwachsung ist derart, daß die Täfelchen || gestellt sind 100, was sich darin zeigt, daß in Schnitten $\perp \alpha$ des Olivin stäbchenförmige Gebilde || der c-Achse sichtbar sind, $\perp \gamma$ flächige Formen. Diese Orientierung wurde schon von A. Streng beschrieben.[1])

Es wurde, um zu entscheiden, ob die stäbchenförmig erscheinenden Erze dem Magnetit oder Ilmenit zuzuweisen seien, ein Schliff in Salzsäure gelegt. Nach einiger Zeit waren die rundum gleich ausgebildeten Magnetite verschwunden, während die stäbchenförmig erscheinenden Gebilde übrig geblieben waren. Nach und nach lösten sich auch diese.

Apatit.

Apatit findet sich fast in allen untersuchten Gesteinen, seine Kryställchen sind aber meist außerordentlich klein. Die starke Lichtbrechung und die schwache Doppelbrechung, infolge welcher er sich an günstig gelegenen auskeilenden Feldspatschnitten von den Pyroxen-

[1]) A. Streng, Über den Dolerit von Londorf. N. J. f. Min. 1880, II, 198.

mikrolithen insofern unterscheidet, daß diese bei gleich großer Ausbildung die Interferenzfarbe des Plagioklases sehr merklich beeinflussen, erstere gar keine Änderung derselben erkennen lassen, sind für ihn hinlänglich charakteristisch. Seltener erscheint er in dickeren, größeren, farblosen Nadeln, wie beispielsweise in den Gesteinen der Muntagna di miezzu, wo er überhaupt in größerer Menge auftritt. Diese Gesteine sind langsamer erstarrt.

Endlich tritt er noch in kurzen Säulchen auf, gewöhnlich in größeren Magnetitklümpchen. Solch kurze Säulchen geben gewöhnlich sehr gut das Interferenzbild || der optischen Achse, α in der Längs-, γ in der Querrichtung. Diese Ausbildung ist eine ältere und hat unter starkem Druck stattgefunden. In solchen Säulchen finden sich auch die bei den Gabbroapatiten so häufigen, stäbchenförmigen Einschlüsse || der Hauptachse, die infolge der hohen Temperatur und des starken Drucks von der Apatitsubstanz bei ihrer Auskrystallisation in fester Lösung gehalten werden konnten, dann aber unter den veränderten Umständen sich ausschieden. In den langen Apatitnadeln, die manchmal viel dicker sind als die vorbeschriebenen, finden sich keinerlei Einschlüsse. Diese scheinen daher unter geringerem Druck auskrystallisiert zu sein.

Das garbenförmige Auftreten der Apatitkrystalle und ihr Durchspießen der anderen Komponenten ist hinlänglich oft beschrieben worden. Nur fällt auf, daß die Kerne der großen Feldspat-Einsprenglinge nicht von Apatit durchwachsen sind, sondern diese Durchwachsung erst stattfindet in der etwas weiter auswärts gelegenen Zone, so daß es scheint, als ob der Apatit erst nach begonnener Ausscheidung des Feldspates auskrystallisiert wäre. Eine Stütze für diese Ansicht bieten auch die Tuffe, deren Lapilli Feldspat und Olivin, selten aber Apatit enthalten und auch nur dann, wenn die Ausbildung von anderen Mikrolithen, Trichiten etc. intensiv geworden ist.

Die Durchspießung der Plagioklase in ihren Außenzonen könnte allerdings auch den Grund darin haben, daß die Apatite von den anschießenden Feldspatmolekeln fortgeschoben wurden, bis durch Versparrung bei der vollständigen Verfestigung dies nicht mehr möglich war.

Rhombischer Pyroxen.

Rhombischer Pyroxen wurde nur in zwei Fällen nachgewiesen, und da war sein Auftreten recht spärlich. So fanden sich

in einem Schliffe eines schwarzen kompakten Basaltes der Rutta da Pastizza (Südostrand der Insel) zu einem Haufen vereinigt 4 krystallographisch recht minder begrenzte einschlußreiche Individuen von etwa $^1/_8$—1 *mm* Größe.

In einem Schliff von „La Caleta", also vom Nordwestrand der Insel, trat ebenfalls rhombischer Pyroxen auf. Dieser zeigte keine Interpositionen. Seine Individuen waren teilweise in Bastit umgewandelt. (Näheres bei der Beschreibung der betreffenden Gesteine pag. 497 und 499.)

Hornblende.

Hornblende wurde in den Tuffen und Bimssteinen, außerdem in dem Pyroxeneinsprenglinge enthaltenden Basalt von Scuogghiu Columbaru beobachtet. In dem ersten und letzten Fall zeigte sie am Rande die bekannte magmatische Umwandlung in Magnetit und Augit. In den Bimssteinen lagen einige 2 *cm* lange und 2 *mm* dicke Hornblendekrystalle mit gut ausgebildeten Prismenflächen, nicht ausgebildeten Krystallenden. Dieselbe wurde erst in sehr dünnen Spaltsplitterchen durchsichtig. γ' ist in der Längs-, α' in der Querrichtung. Der Auslöschungswinkel zur c-Achse ist auf den Spaltstücken 6°. Der Pleochroismus $\gamma' > \alpha'$. γ' dunkelbraun, α' hellbraun. An Hornblendeschnitten aus Tuffen wurden bestimmt: Optischer Charakter (—). Der Winkel der optischen Achsen um α beträgt 80°. Dispersion $\upsilon > \rho$ um α. Einschlüsse zeigten sich in der Hornblende nicht.

Meroxen.

In dem Bimsstein kommen kleine, regelmäßig sechsseitige, 1 *mm* große Täfelchen von Biotit vor. Makroskopisch schwarz, werden sie in sehr dünnen Blättchen unter dem Mikroskop braun durchscheinend. Die Achsenebene verläuft in der Symmetrieebene. Es liegt daher ein Glimmer zweiter Art vor. Die Mittellinie weicht recht wenig von der Normalen auf 001 ab. Der scheinbare Achsenwinkel mittelst Camera lucida und drehbaren Zeichentisches in weißem Lichte gemessen betrug $40^1/_2$°, der wahre $25^1/_2$° um die Mittellinie α. Die Dispersion ist sehr stark, $\upsilon > \rho$. Der Pleochroismus auf Spaltblättchen ist kaum merkbar, sehr deutlich aber auf einem Schnitt nahe $\perp \beta$: $\alpha > \gamma$. Einschlüsse sind in dem Glimmer nicht wahrnehmbar.

Spezieller Teil.

Die Gesteinsproben, die von Ustica vorliegen, lassen sich schon dem äußeren Ansehen nach gliedern in folgende Grenztypen.

A. Dunkle, olivinreiche Feldspatbasalte, denen Pyroxen als Einsprengling vollständig mangelt: sie mögen Olivinfeldspatbasalte genannt werden.

B. Feldspatbasalte mit Olivin und Pyroxeneinsprenglingen, von denen einige Varietäten den Andesiten nahe stehen, sie alle mögen als Feldspatbasalte schlechtweg bezeichnet werden.

C. Tuffe und Bimssteine.

Sabatini teilt in seiner Descrizione petrografica [1]) die Gesteine der Insel ein in Andesite und Basalte. Andesite beschreibt er von der Punta di Maggiore und der Contrada Jastrelle.

Unter den etwa 60—70 Gesteinsproben, die vorliegen, befinden sich von der Punta di Maggiore etwa 8 Handstücke, deren makro- und mikroskopisches Aussehen den von Sabatini beschriebenen Andesiten entsprechen dürfte. Direkt von der Contrada Jastrelle liegen zwar keine Handstücke vor, wohl aber scheint ein Gestein, das von Arso stammt, dem von Sabatini beschriebenen recht ähnlich zu sein.

Basalt, deren gewöhnliche Zusammensetzung Sabatini durch die Formel $\overline{O\, \underline{a_1\, t_2}\, t_{12}}\, P_4\, F_1$ [2]) angibt, beschreibt er vom Monte Guardia, bezeichnet ihn als andesitischen Basalt, von der Ortschaft einen Mitteltypus von Basalt und Andesit (Sabatini bezeichnet ihn als den einzigen Basalt Usticas, der den Pyroxen in der ersten Generation führt, es gibt aber doch noch andere Vorkommen). Von der Contrada Tramuntana, der Ortschaft und der Contrada Jastrelle endlich auch echte Labradorbasalte mit Labrador, Olivin und Augit als Einsprenglingen: $\overline{F_1\, O\, t_2\, P_4}\, \underline{t_2}$.

Titaneisen, Spinell, Apatit, rhombischen Pyroxen, Hornblende und Biotit erwähnt Sabatini von Ustica nicht.

---

[1]) Descrizione geologico-petrografica delle isole Eolie di E. Cortese e V. Sabatini, ingegneri nel R. Corpo delle Miniere publicata a cure del R. Ufficio geologico. Roma 1892.

[2]) Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives. Paris 1889.

Übersicht der Basalte Usticas.

	Südostküste:	Nordwestküste:	
A. Olivinfeldspat-Basalt. Monokliner Pyroxen nur in der Grundmasse.	Rutta dil aqua, Rutta da Pastizza, San Franciscu (1)	Caleta, Scuogghiu d'u Miedicu, Passu da Madonna. (2)	Dunkle, feldspatärmere Gesteine.
	Tramuntana (3)		
		Tramuntana (4), Arsu (5)	Helle, feldspatreichere Gest.
		Currughiu (6)	
B. Feldspat-Basalt. Monokliner Pyroxen als Einsprengling und in der Grundmasse.	Guardia di Turchi, Guardia di miezzu (9), Faru (10) Falcunara (7)	Tramuntana, Russu, Rutticiedi, Petreri d. Madonna d. Pompei (11)	
	Columbaru (8) (Andesitähnlicher Basalt.)	San Paolu-Ebene, Arsu, Casa vecchia, Guardia di miezzu (12.)	
		Caninu di Vuosco (13)	
	Dunkle, feldspatärmere Gesteine.	Helle, feldspatreichere Gesteine.	

A. Olivinfeldspatbasalte.

Eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Gesteinen Usticas ziehen zu wollen, wäre unstatthaft und es kann nur von Grenztypen gesprochen werden. Einen dieser Grenztypen stellen schwarze, kompakte oder seltener von kleinen Blasenräumen durchzogene Gesteine der Rutta da Pastizza, Rutta dil agua und Punta di San Franciscu von der Südostküste (1)[1]) und die der Nordwestküste (2) Scuogghiu d'u Miedicu, Passu da Madonna dar.

In der vorliegenden Tabelle sind die Basalte Usticas in zwei Hauptgruppen geschieden. Die erste enthält monoklinen Pyroxen nur in der Grundmasse, die zweite auch als Einsprengling.

Bei jeden der beiden Hauptgruppen gibt es wieder feldspatreichere und feldspatärmere Gesteine.

Die mit Pfeilen besetzten Striche zeigen Verwandschaftsverhältnisse zwischen den Gesteinen an.

Die Nummern in Klammer beziehen sich auf den Text.

Südostküste (1).

Alle Gesteine der Südostküste — es liegen vier Proben von der 1., 4 von der 2., 2 von der 3. Lokalität vor — sind charakterisiert durch das Auftreten von Feldspat und Olivin als Einsprenglinge. Sie können als Laven von Olivinfeldspatbasalt bezeichnet werden. Allen kommt auch gleiche Struktur zu. Man kann dieselbe als holokrystallinporphyrische nach Rosenbusch bezeichnen, sie geht aber gar nicht selten in die hypokrystallinporphyrische über, bisweilen finden sich beide an verschiedenen Stellen ein und desselben Schliffs. Makroskopisch sind diese Gesteine von dunkler, oft fast schwarzer Farbe mit deutlich $^1/_2$—2 *mm* großen An-reichen Feldspateinsprenglingen (siehe vorn Plagioklas) und $^1/_2$—1 *mm* großen Olivinen. Unterm Mikroskop erscheint die Grundmasse gleichfalls recht dunkel und erst mit dem Immersionssystem ist man imstande, an auskeilenden Stellen die Zusammensetzung zu studieren. Magnetit- und Titaneisenflitterchen und Körnchen erscheinen dann, Feldspat- und Apatit- (dieser sehr wenig) -mikrolithen- und Pyroxenskelette. Letztere haben ein federförmiges oder pinselähnliches Aussehen.

Die Plagioklas- und Olivineinsprenglinge sind von verschiedenster Größe. Die mittelgroßen Plagioklaskrystalle sind Labrador

[1]) Die Nummern beziehen sich auf die Übersichtstabelle.

von etwa 60% An-Gehalt. Die Krystalle sind ziemlich homogen, nur außen ist eine ganz schmale Zone entwickelt, welche sehr rasch Ab-reicher wird.

Karlsbader Doppelzwillinge (Einsprenglinge) aus dem Basalt der Rutta da Pastizza gaben:

	Kern		Randzone	
	a	b	a	b
1	36°	35°	29°	31°
1'	$35^1/_2$	37	28	—
2	25	22	$16^1/_2$	20
2'	24	—	15	—

Die für die äußersten Randzonen angegebenen Auslöschungsschiefen sind nicht in allen Fällen direkt miteinander vergleichbar, da mehr Gewicht darauf gelegt wurde, die extremste eben noch meßbare Auslöschungsschiefe anzugeben, wobei der Rand der einen Zwillingslamelle häufig noch etwas Ab-reicher ist als der der andern.

Schnitte ⊥ M P (Einsprenglinge).

	Kern		Randzone	
	a	b	a	b
1	35°	$36^1/_2$°	29°	$32^1/_2$°
1'	33	36	27	31

Größere in der Grundmasse liegende Mikrolithe ⊥ MP.

	Kern			Außenzone		
	a	b	c	a	b	c
1	33°	38°	39°	21°	28°	24°
1'	33	37	—	—	23	—

von der Rutta dil agua (Einsprenglinge)

	Kern		Außenzone	
	a	b	a	b
1	$39^1/_2$°	$21^1/_2$°	35°	$16^1/_2$°
1'	—	19	—	—
2	30	$37^1/_2$	24	$34^1/_2$
2'	31	$39^1/_2$	24	$32^1/_2$

Mikrolithe ⊥ MP. 37—39°

von der Punta di Sn. Franciscu (Einsprenglinge)

	Kern	Außenzone
1	$35\frac{1}{2}°$	30°
1′	$37\frac{1}{2}$	32
2	$24\frac{1}{2}$	19
2′	$26\frac{1}{2}$	21
Schnitte ⊥ MP.		
	40	33

Mikrolithe ⊥ MP. 36—39.

Recht häufig erscheinen sowohl Plagioklase als auch Olivine oder beide zusammen nesterweise, wodurch die von Judd [1]) „glomeroporphyrisch" genannte Struktur entsteht.

Das glomeroporphyrische Auftreten der Komponenten wird in Parallele zu setzen sein mit der so gewöhnlichen Ausbildung von Krystallgruppen in künstlichen in Ruhe erstarrten Schmelzflüssen.

Ein solch nesterweises Auftreten zeigt auch der rhombische Pyroxen.

Die vier vorliegenden Schnitte waren voll von den bekannten opaken Täfelchen und Körnern, wie sie in den rhombischen Pyroxenen so häufig sind. Ihre Natur wurde aus folgenden Beobachtungen erschlossen. Auslöschung gerade, wo es möglich war, dieselbe auf eine krystallographische Begrenzung zu beziehen. Optischer Charakter ließ sich mit Sicherheit nicht bestimmen, da der einzige taugliche Schnitt die optische Achse zu nahe dem Rand des Gesichtsfeldes erkennen ließ, doch schien derselbe eher negativ zu sein, übrigens schien das auch aus dem Verhalten anderer Schnitte hervorzugehen. Die Achsenebene liegt in einem Schnitt, der die Mittellinie α in der Nähe austreten ließ, fast parallel Spaltrissen, welche der Spaltbarkeit 100 entsprechen würden; damit stimmt auch die Lage der Schwingungsrichtungen des relativ rascheren Strahls α' normal den Spaltrichtungen des langsameren γ' parallel überein. Ein anderer Schnitt, der β in der Nähe des Gesichtsfeldes zeigte, hatte gerade Auslöschung, was monoklinen Pyroxen ausschließt. Ein prismatischer Schnitt, der am äußersten Rande des Gesichtsfeldes die Achsenebene erkennen ließ und deutliche Spaltrisse aufwies, zeigte bei gerader Auslöschung γ in der Längs-, α' in der Querrichtung. Die Interferenzfarben bewegen sich in der ersten Ordnung bis zum Gelbgrün der zweiten Ordnung,

[1]) J. W. Judd, On the Gabbros, Dolerites and Basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland. Quart. Journ. Geol. Surv. 1886, pag. 71.

die des Feldspates bis zum Gelb der ersten Ordnung; daraus folgt, daß die Doppelbrechung etwas weniger als doppelt so groß wie die des Labradors ist. Die Lichtbrechung ist ziemlich hoch. Der zweifelhaft optische Charakter[1]), die für rhombischen Pyroxen verhältnismäßig hohe Doppelbrechung sprechen für einen mäßig eisenreichen rhombischen Pyroxen.

Die Olivine, infolge Zertrümmerung häufig unregelmäßig begrenzt, lassen von Zonenstruktur wenig merken, optischer Charakter (±) meist (—).

Als Einschlüsse sind Picotit und dunkles Glas zu erkennen. Umwandlungserscheinungen sind selten.

Die Ausscheidnngsfolge ist: sehr basischer Plagioklas, Olivin und Labrador gleichzeitig, dann die Komponenten der Grundmasse.

Darnach läßt sich die Bildung der Gesteine folgendermaßen skizzieren: die gebildeten basischen Plagioklase wurden zum Teil wieder resorbiert, wohl infolge Druckverminderung und der damit verbundenen Störung des Gleichgewichtes der ausgeschiedenen Krystalle und der Schmelze, darauf folgte rasche Abkühlung im Kraterschlott, infolge deren sich um die basischen Kerne glasreiche Hüllen ansetzten und Einsprenglinge entstanden, die in ihrem Kern ebenfalls Glaseinschlüsse beherbergen, dann hielt die Temperatur geraume Zeit konstant an, es wuchsen die bereits ausgeschiedenen Krystalle langsamer weiter, ohne nennenswerte Einschlüsse in sich aufzunehmen, worauf plötzliche Effusion und rasche Abkühlung erfolgte.

Infolge dieser plötzlichen Abkühlung ist die Größe der Komponenten der Grundmasse sehr gering nnd häufig blieben dunkelbraune Glaslagunen übrig. Diese, recht verschieden geformt, zeigen bisweilen konzentrisch fortschreitende Zersetzungserscheinungen. Die einzelnen Schalen, die Form der früheren wiederholend, spielen in verschiedenen Nuancen von Grün und Braun. Zuletzt entstehen auf der Schalenfläche senkrecht stehende Fasern mit α in der Längs-, γ in der Querrichtung, welche schließlich in dunkelbraune Körner zerfallen.

Als sekundäre Bildungen treten in Ritzen und Hohlräumen des Gesteins Karbonate auf: weiß höherer Ordnung, einachsig, optischer Charakter (—): Kalkspat.

---

[1]) G. Tschermak, Über Pyroxen und Amphibol. Mineral. Mitt. 1871, pag. 18.

Das spezifische Gewicht in Körnern im Piknometer bestimmt ergab sich bei einem Basalt von der Rutta dil aqua 2·849.

Nordwestküste (2).

Nicht zu unterscheiden von diesen Gesteinen sind Basaltlaven von Scuogghiu d'u Miedicu, von Caleta und vom Passu d'a Madonna (2). In dem Handstück von Caleta tritt vereinzelt rhombischer Pyroxen auf.

Seine Lichtbrechung scheint geringer als die des von Rutta da Pastizza erwähnten rhombischen Pyroxens. Es lag zur Bestimmung nur ein Schnitt vor, zwei andere Schnitte ehemaligen Pyroxens hatten bereits eine vollkommene Umwandlung erlitten. An diesem einen Schnitt, der deutliche Spaltbarkeit zeigte, ergab sich gerade Auslöschung, die Achsenebene lief annähernd parallel den Spaltrissen. In der Nähe des Randes des Gesichtsfeldes war die Mittellinie γ und eine Achse. Der Charakter der Doppelbrechung war zweifelhaft. Diese Merkmale deuten auf rhombischen Pyroxen.

Bei diesem Schnitte, der durch Korrosion eine ovale Form erhalten hatte, lagen am Rande des Minerals grüne Oktaederchen: magnesiareicher Spinell. Die Existenzbedingung für diesen war gegeben durch die Korrosion des magnesiareichen Pyroxen, wodurch eine Übersättigung des angrenzenden Magmas an Magnesia eintrat, die infolge des bedeutenden Tonerdegehaltes — größere Plagioklase sind in dem Gesteine nicht ausgeschieden — mit Al_2O_3 Spinell bildete. Übrigens mochte im Pyroxen selbst Al_2O_3 enthalten gewesen sein, da die rhombischen Pyroxene häufig beträchtliche Mengen derselben enthalten; für die Al_2O_3-reichen Usticagesteine ist dieses um so wahrscheinlicher.

Ein zweiter Schnitt ließ von solchen Spinellen nichts erkennen. Eine Spinellanhäufung fand sich noch an einer Stelle des Schliffes, dort aber schien eine Agglomeration des ursprünglichen Minerals und nicht ein einheitlicher Krystall vorhanden gewesen zu sein. Derartige Spinellbildungen kommen an Einschlüssen in Basalt nicht gerade selten vor.[1])

Der besprochene Pyroxen zeigt sekundäre Umwandlungserscheinungen in ein faseriges Mineral. Dasselbe bildet sich vom Rande

---

[1]) Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. I, pag. 428.

und von Sprüngen her in der Weise, daß der Pyroxen sich in Fasern umwandelt parallel seinen Spaltrissen. Die Lichtbrechung dieses neu gebildeten Minerals ist stärker als die des Kanadabalsams, schwächer als die des rhombischen Pyroxen, die Doppelbrechung wesentlich verschieden von der des ursprünglichen Minerals. Die Auslöschung verläuft parallel der Faserung. Es ist aber die Orientierung der Schwingungsrichtung eine verkehrte. Es schwingt ‖ der Faserung nun γ', normal dazu α'. Im konvergenten Lichte läßt sich der Austritt der optischen Normale β in der Nähe erkennen.

An einem anderen umgewandelten Schnitt trat eine Achse im Gesichtsfelde aus, die Mittellinie α war schon außerhalb des Gesichtsfeldes. Aus der deutlichen Krümmung des Achsenbalkens ließ sich der (+) Charakter des Minerals erkennen. In der Faserrichtung schwang γ', normal dazu α' (β). Alle diese Merkmale charakterisieren dieses Umwandlungsprodukt als Bastit.[1])

Plagioklasschnitte ⊥ MP größerer Einsprenglinge von Scuogghiu d'u Miedicu gaben

	Kern		Hülle	
	a	b	a	b
1 . . .	$38^1/_2$°	36°	—	32°
1' . . .	36	36	—	33

kleinere Feldspate ⊥ MP 36—38°.

Ein Karlsbader Doppelzwilling

	Kern	Hülle
1	36°	—
1'	$40^1/_2$	—
2	$17^1/_2$	$11^1/_2$°
2'	20	14

Vom Passu d'a Madonna parallel M: Kern 28°, Hülle 20°. äußerster Rand 15°, ein Schnitt ⊥ MP 37° im Kern.

In dem Handstück von Scuogghiu d'u Miedicu finden sich in Hohlräumen etwa 1 *mm* große Kryställchen oder Krusten von Gyps, in dem Handstück vom Passu da Madonna war in einem Hohlraum ein stengliges Aggregat wasserhellen Aragonits aufgewachsen.

Alle bisher besprochenen Gesteine gehören dem Inselufer an — Scuogghiu d'u Miedicu ist eine Klippe im Meere —, wo Steilab-

[1]) G. Tschermak, Über Pyroxen und Amphibol. Min. Mitt. 1871, pag. 20.

stürze ältere Eruptivprodukte entblößen konnten. Als solche dürften diese Basalte wohl aufzufassen sein. Freilich wäre zur Entscheidung die Untersuchung an Ort und Stelle nötig.

Tramuntana (3) (4), Arsu (5), Curreghiu (6).

Strukturell etwas von diesen Gesteinen verschieden, aber unzweifelhaft sehr nahestehend sind kompakte, schwarzgraue Basalte aus der tiefgelegenen Chianu di Tramuntana (3). Sabatini hat sie als echte Labradorbasalte bezeichnet; dagegen läßt sich nichts einwenden, doch mögen sie zur genaueren Charakterisierung und zur Angabe der näheren Verwandtschaft mit den vorherbesprochenen auch als Olivinfeldspatbasalte bezeichnet werden.

Als Einsprenglinge erscheinen wieder nur Olivin und Plagioklas. Letzterer ist im Kern basischer Labrador. Zonenstruktur ist regelmäßig ausgebildet. Dieses Moment sowohl als auch die Unmenge von Glaseinschlüssen — häufig ∥ M angeordnet, die meist in Pyroxenmikrolithen und Magnetit auskrystallisiert sind — deuten auf regelmäßiges rasches Wachstum. Einschlußfreie Kerne sind recht selten. Auslöschungsschiefen wurden gemessen an Karlsbader Doppelzwillingen:

	Kern			Hülle			Außenrand		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c
1	38°	42°	30°	33°	38°	35°	—	—	26°
1'	40	41	32	35	34	38	—	—	29
2	18	25	21	14	21	24	9°	—	17
2'	19	25	22	15	20	27	10	—	20

Kleine Feldspate ⊥ M P gaben 36—39° Auslöschung.

Schnitt c zeigte ausnahmsweise basische Rekurrenz, bei den übrigen Einsprenglingen herrschte normale Zonenfolge; diese zeigte sich an geeigneten Schnitten sehr schön durch das Wandern der Achsenebene und die Änderung der Achsenebene und des optischen Charakters an verschiedenen Punkten eines Schnittes.

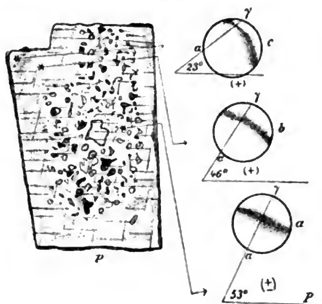
Fig. 3 stellt einen Durchschnitt durch einen zonar gebauten Einsprengling dar. Die Figuren 3 *a*, *b*, *c* zeigen die Interferenzbilder in Diagonalstellung, u. zw. *a* des Kerns, *b* der mittleren, *c* der äußersten Zone. Die feine Linie deutet die Lage des Achsenbalkens in Normalstellung, d. i. die Achsenebene an. Man beobachtet, daß der Winkel zwischen der Trasse P und der Achsenebene von innen nach außen

regelmäßig abnimmt, zugleich wird der im Kern ± Charakter der Doppelbrechung immer deutlicher +, wie an der Hyperbelkrümmung zu erkennen ist.

Die Olivine zeigen deutliche Krystallumrisse und lassen zwei Generationen erkennen, von denen die erste (±), die zweite (−) Charakter der Doppelbrechung hat.

Die Grundmasse ist besser auskrystallisiert als bei den vorangegangenen Gesteinen. Die Pyroxenmikrolithen sind etwa 0·001 bis 0·006 *mm* breit. Magnetit ist in gleichförmigen Oktaederchen vor-

Fig. 3.



handen, welche selten über 5 μ Durchmesser hinausgehen. Die Struktur ist holokrystallinporphyrisch.

Das spezifische Gewicht dieses Gesteines wurde in Körnern im Piknometer auf 2·86 bestimmt.

An das vorbeschriebene Gestein reiht sich ein etwas hellerer Basalt von Tramuntana (4) an, der einigermaßen den Gesteinen der Punta di Maggiore ähnlich sieht. Seine Plagioklaseinsprenglinge sind stark korrodiert und zeigen abweichende Zonenfolge. Häufig sind sie auch ohne Zwillingslamellierung. Die stärkere Lichtbrechung als Kanadabalsam aber schließt jeden Gedanken an Sanidin[1]) aus. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch an einem hellen Basalte von Arsu (5). Diese Zonarstruktur wurde schon vorn beim Plagioklas besprochen. Die Grundmasse des Gesteins von Tramuntana (4) ist sehr feld-

[1]) Sabatini, Descrizione geol. etc. Andesite v. Ustica.

spatreich. Hin und wieder erscheint auch Magnetit in erster Generation in unregelmäßigen Gebilden, darinnen ist Apatit mit schwarzen Nädelchen als Einschlüssen. Eine Anhäufung von Pyroxenmikrolithen und Magnetitoktaederchen deutet auf magmatische Resorption von Hornblende oder Biotit.

In den Hohlräumen des Gesteins treten die schon von Sabatini erwähnten Calcitperlen auf, deren Natur aus dem optischen und mikrochemischen Verhalten erkannt wurde, ferner ein graugrünliches Zersetzungsprodukt und spinnfadendünne weiße Kryställchen.

Das von Arsu (5) vorliegende Gestein ist dem von Sabatini von der Contrada Jastrelle beschriebenen Andesit nicht unähnlich. Es hat graugrünliche Farbe und ähnliche Hohlräume wie das zuletzt von Tramuntana (4) beschriebene. Die Olivine sind aber fast ganz in das rote Mineral umgewandelt. Auch im übrigen unterscheidet es sich wenig von dem vorgenannten Gestein.

Die letztgenannten Gesteine zeigen die meiste Verwandtschaft mit den sehr dünnplattig abgesonderten Laven von Curughiu und Urna salatu (6). Diese sind die feldspatreichsten Gesteine der Insel.

Aus dem vorgenannten Prachtwerke „Ustica" (pag. 126) geht hervor, daß die plattige Absonderung senkrecht sei und gegen das Meer zu verläuft. Es dürfte sich da wohl um Lavagänge handeln, bei denen eine Plattung parallel der Abkühlungsfläche vorhanden ist, wie sie Lasaulx auch an feldspatreichen Lavagängen vom Ätna beschreibt.

Die Struktur dieser Gesteine ist eine versteckt porphyrische, indem die älteren Plagioklas- und Olivineinsprenglinge fast vollständig resorbiert worden sind. Die Gesteine sind im frischen Zustande grünlichgrau, zeigen aber vielfach Spuren von Zersetzung: eingewanderten Calcit etc. und sind dann bräunlich. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein gut auskrystallisiert ist. Ein Unterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse ist nicht gut zu machen. Sehr häufig ist schön ausgebildete rhyotaxitische Struktur zu erkennen, die Feldspatleistchen sind dann hin und wieder entsprechend der Strömung gebogen. Bestimmungen in Schnitten ⊥ M P lassen mit einer Auslöschung von 31—33° im Kern, 25—20° am Rande auf einen Labrador von 40—55% An schließen. Der optische Charakter ist (+). Auf den reichen Plagioklasgehalt läßt auch das sehr

niedrige spezifische Gewicht schließen, 2·752 (Labrador 2·694 nach Tschermak).

Die Olivine sind meist in das Minéral rouge umgewandelt und sind im frischen Zustande optisch (±). Die übrigen Gemengteile, Magnetit, Pyroxen, Apatit, Titaneisen sind an Menge gering.

Eine ziegelrote Schlacke mit der Bezeichnung Columbaru hat vollkommen gleiche Zusammensetzung und Struktur mit diesen Gesteinen. Die rote Farbe rührt von Zersetzung her.

Das von Chianu di Tramuntana an erster Stelle beschriebene Gestein kann als Mittelglied zwischen den vorangegangenen und den im folgenden als Feldspatbasalte schlechthin beschriebenen Gesteinen dienen.

B. Feldspatbasalte.

Falcunara (7).

Auch bei dieser zweiten Gruppe treffen wir Gesteine mit dunkler oder lichter Grundmasse.

Den früher besprochenen Olivinfeldspatbasalten von der Südostküste sind sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch sehr ähnlich Auswürflinge aus dem Tuff der Falcunara (7).

Sie unterscheiden sich von ihnen dadurch, daß Augit allerdings nicht sehr zahlreich als Einsprengling auftritt. Die Struktur ist größtenteils eine holokrystallin-, selten hypokrystallin-porphyrische. Die Komponenten der Grundmasse unterscheiden sich nicht von denen der Gesteine der Rutta da Pastizza.

Die Feldspateinsprenglinge sind basische Labradore. Ein Karlsbader Doppelzwilling ergab

	1	1'	2	2'
Kern	34½°	29½°	5½°	9°
Rand	31	26	2½	6½

Selten findet sich ein korrodierter älterer Einsprengling. Dieser ist dann viel An-reicher. Ein solches schon früher erwähntes Individuum ergab 80% An.

Die Olivine zeigen hie und da skelettförmiges Wachstum, sind optisch (—) und lassen vorgeschrittene Umwandlung erkennen.

Im Tuffe liegen auch lose, 1—3 *mm* große Krystalle von Augit. Sie sind fast immer verzwillingt nach 100.

Diese losen Krystalle sind teils aus dem Basalte ausgewittert, teils liegen sie lose im Tuff, umgeben von einer Rinde dunklen Glases.

Solche Basaltauswürflinge liegen vor von den Punkten: Falcunara, Miezza luna und Patanu (7). Unterschiede bei den einzelnen Proben machen sich nur geltend in der mehr weniger vollkommenen Auskrystallisation der Grundmasse.

Scuogghiu Columbaru (8).

Diesen Gesteinen zunächst stehen die Gesteine der vor der Nordostküste liegenden Klippe Scuogghiu Columbaru (8). Es sind dunkle, seltener graue Gesteine, meist schlackig, bisweilen auch kompakt. Da sie stark dem Meereswasser ausgesetzt waren, so sind sie häufig ganz zersetzt. Besonders der Olivin pflegt vollständig umgewandelt zu sein und an seine Stelle ist das rotbraune, samtartig schimmernde Minéral rouge getreten, oder auch dieses wurde schon von Calcit verdrängt. In den Hohlräumen des Gesteins haben sich grünliche oder bläuliche Zersetzungsprodukte angesammelt, bisweilen bildeten sich auch halbkugelige oder nierenförmige Konkretionen von Limonit.

Die Plagioklase mancher Handstücke sind häufig mit einer Unmenge von Glas- und Grundmasse-Einschlüssen durchzogen, so daß der Kern bisweilen nur aus Feldspatadern besteht; an dieses Gerüst schließt sich eine zusammenhängende Hülle von gleicher optischer Beschaffenheit und an diese erst legen sich noch einige Hüllen, welche rasch Ab-reicher werden. (Siehe vorn bei Plagioklas pag. 481.) Etwas jüngere Einsprenglinge ergeben in Karlsbader Doppelzwillingen

	Kern			Hülle		
	a	b	c	a	b	c
1 . .	37°	35°	36½°	31°	—	—
1' . .	34	35½	33	26	—	28½°
2 . .	12	15°	26½	4	11°	—
2' . .	10	—	23	2	—	16

Der Winkel zwischen 2 B-Achsen in den Individuen 1 und 2', in einem Doppelzwilling an einem Schnitte nahe ⊥ c geführt, mittelst Camera lucida und drehbaren Zeichentisches $2\lambda = 8\frac{1}{2}°$, $\times 2$ gemessen, entspricht einem Plagioklas von 62% An. Kleine Einsprenglinge ⊥ MP zeigen 32—37° Auslöschung.

Der Pyroxen ist stets gut erhalten, seine Krystalle weisen bisweilen eine Länge von $^1/_2$ *cm* auf und lassen hin und wieder Andeutung von Zonenstruktur erkennen. Magnetit kommt in erster Generation ebenfalls in Oktaedern und unregelmäßig begrenzten Aggregaten vor. Hornblende konnte 2mal nachgewiesen werden, sie zeigte dann am Rande die bekannte Umwandlung in Magnetit und Pyroxen.

Die Grundmasse in den Schlacken ist häufig dunkles grünliches Glas oder sie zeigt Aggregatpolarisation, öfters ist sie auch mehr weniger vollkommen auskrystallisiert. In den kompakten Gesteinen ist sie körniger und läßt sich in ihre Komponenten auflösen: Mikrolithe von Plagioklas, Pyroxen, Apatit, Skelette von Magnetit und Flitter von Titaneisen. Allenthalben werden diese Gesteine von gelben oder rotbraunen Häuten von Eisenoxyd — entstanden durch Umwandlung des Olivin und Magnetit — durchzogen.

Die Gesteine von Columbaru sind die pyroxenreichsten Basalte der Insel. Sie nähern sich den Andesiten.

Guardia di Turchi (9), Faru (10).

Ungezwungen schließen sich den Gesteinen von Columbaru und der Falcunara Schlacken von Guardia di Turchi, Guardia di miezzu (9) und solche mit der Bezeichnung Faru (10) von der Südwestküste der Insel an, sie unterscheiden sich höchstens durch einen etwas geringeren Pyroxengehalt.

Diese Schlacken zeigen recht häufig geflossene Oberfläche mit mannigfach gedrehten Magmafäden. Ihre Farbe ist rötlich oder blauschwarz je nach dem Grade der Zersetzung.

Rutticiedi, Tramuntana, Russu, Petreri di Madonna di Pompei (11).

Von Rutticiedi, Tramuntana, Russu (11), also von Punkten am Fuße der Hügelkette, liegen Handstücke vor, die wie auch eine außen fein, innen großblasige Schlacke von der Guardia di miezzu eine unverkennbare nahe Beziehung zu den von Tramuntana beschriebenen Gesteinen haben.

Die Komponenten sind die gleichen, nur ist die Struktur der Grundmasse etwas körniger. Der Pyroxen erscheint nicht mehr in Mikrolithenform, sondern in größeren Körnchen; er gehört aber doch

großenteils nur der Grundmasse an, sehr selten tritt er als Einsprengling auf.

Auch äußerlich haben diese Gesteine sehr viel Ähnlichkeit mit den oben genannten Gesteinen. Sie sind von grauer, aber etwas mehr ins Grünliche neigender Farbe und lassen in dichter Grundmasse größere Einsprenglinge von Feldspaten erkennen. Diese sind Labradore.

Schnitte ⊥ M P von Rutticiedi geben

	Kern		Hülle	
	a	b	a	b
1	38°	35°	—	25°
1′	35	—	—	—

Ein großer Einsprengling von Russu annähernd ⊥ M P:

	Kern	Hülle
1 . . .	46$^1/_2$	40
1′ . . .	42$^1/_2$	—

ein kleinerer ⊥ M P

1 . . .	35$^1/_2$°	—
1′ . . .	35$^1/_2$	—

von Tramuntana Karlsbader Doppelzwillinge

	Kern			Hülle			äußerster Rand		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c
1 . . .	37°	38°	39°	—	34°	37°	—	—	22°
1′ . .	37	38	41	—	33	—	—	—	23
2 . .	23	22	15	—	—	—	—	—	—
2′ . .	24	22	14	—	16	12	—	—	8

Die Pyroxene sind sehr selten makroskopisch sichtbar. Sie ergeben eine Auslöschung von c zu γ 44—45°.

Die Magnetite bilden zierliche Skelette; größere Körner gehören wohl einer ersten Generation an. Olivin erscheint in rundum ziemlich gleichmäßig ausgebildeten Krystallen. Der Charakter der Doppelbrechung ist meist (±), hin und wieder deutlich (—). Die Struktur ist noch als holokrystallinporphyrische zu bezeichnen, neigt aber schon sehr zur Intersertalstruktur.

Zu diesen Gesteinen gehörig, nur durch die sehr schön ausgebildete porphyrische Struktur verschieden ist ein Stück aus dem Steinbruch Madonna di Pompei. Gleich große Labradoreinsprenglinge (1—2 *mm*) und $^1/_2$—1 *mm* große Olivin- und Pyroxeneinspreng-

linge liegen in sehr feinkörniger Grundmasse, deren Zusammensetzung sich von den unmittelbar vorangegangenen Gesteinen nicht unterscheidet.

Die Plagioklase sind durchwegs mit Einschlüssen von honiggelbem Glas, das aber oft schon entglast ist und Aggregatpolarisation zeigt, Magnetit, Olivin und Pyroxen durchsetzt, und zwar gleichmäßig im ganzen Krystall.

Die Plagioklase sind daher rasch und unter ziemlich konstant bleibenden Verhältnissen gewachsen, zugleich mit ihnen krystallisierten auch die andern Einschlüsse aus: Olivin, Pyroxen und Magnetit; dies geschah jedenfalls im Kraterschlot, dann wurde, als die Plagioklase ihre jetzige Größe ungefähr erreicht hatten, das Magma ausgeworfen und erkaltete ziemlich rasch.

Guardia di miezzu, Arsu, San Paolo, Casa vecchia (12).

Diesen zuletzt besprochenen Gesteinen von Rutticiedi, Tramontana schließen sich alle übrigen über den Höhenzug, Arsu, die Ebene San Paolo bis zur Casa vecchia (12) verbreiteten Gesteine an. Alle zeigen gleichen Typus und mehr weniger gleiche Struktur. Verschiedenheiten bestehen mehr im makroskopischen Aussehen, indem die einen vollkommen kompakt, andere von Höhlungen oder Poren durchzogen sind, in denen sich dann Eisenglanz als schwarzglänzende Rinde angesiedelt hat. Bisweilen treten auch andere pneumatolytische Bildungen auf; diese sind meist so zart spinnenwebenähnliche Fäden, daß Versuche ihrer Bestimmung scheiterten. Seltener kommt auch noch Pyrit in kleinen Krystallen längs Rissen im Gestein vor. Je nach dem Grade des Vorwiegens des Feldspates erscheinen die Gesteine grauschwarz mit weißen Sprengeln oder grau bis weißgrau, eine Farbe, die man an Basalten zu sehen sonst nicht gewöhnt ist.

Die Struktur ist eine intersertale bis hypidiomorphkörnige. Der Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen verwischt sich nicht selten. Nur dort, wo ältere basische Plagioklase vorkommen, die dann stark korrodiert sind, kann man gut von Einsprenglingen und Grundmasse sprechen.

Manche von den Gesteinen enthalten in den Plagioklasen reichlich Glaseinschlüsse, andere wieder nicht; das deutet also auf Verschiedenheit der Wachstumsbedingungen bei der Erkaltung hin.

Die ältesten Plagioklaseinsprenglinge sind recht An-reich. An einem Individuum von der Guardia di miezzu ließ sich der Winkel der 2 B-Achsen in Albitlamellen messen.

An den An-reichen Kern setzt sich eine einschlußreiche Ab-reichere Hülle mit gleichmäßiger Zusammensetzung an, welcher eine einschlußreiche Zone folgt, die gegen den Rand stetig Ab-reicher wird.

	Winkel φ	An-Gehalt	Auslöschungsschiefe gegen d. Zwillingsgrenze 1	1'
Kern	4·8°	87%	18°	22°
Einschlußreiche Hülle . . .	14·2°	73%	9	11
Einschlußarme Hülle				
innerer Rand	15°	71½%	7	8
äußerer Rand	Achsen a. d. Gesichtsfeld	?	— 6	—

Die an Alter und Größe diesen Feldspateinsprenglingen zunächst stehenden Krystalle zeigen in Karlsbader Doppelzwillingen:

	Kern a	b	c	d	Hülle a	b	c	d	Rand a	b	c	d
1	39°	37°	34°	37°	—	—	27°	15°	—	28°	19°	5°
1'	38½	—	33	36	31°	—	27	14	17°	—	—	4
2	18	22	25	8½	11	—	21	—	— 4	8½	15	—
2'	19	23	25	8	—	—	—	—	—	9	—	—

Schnitte ⊥ M P.

		Kern a	b	c	Hülle a	b	c	Rand a	b	c
Gesteine von San	1	37½°	37°	36°	27½°	33°	28°	19½°	17°	—
Paolo	1'	—	35	37	—	—	—	—	—	—

Kleinere Feldspate ⊥ M P

	Kern a	b	c	Rand a	b	c
1	30½°	35°	29°	22°	21°	17°
1'	29	—	31	21	—	19

Gesteine von der Colunedda:

In einem Karlsbader Zwilling auf M zwischen den 2 α-Richtungen[1])

∡ ω im Kern 75°, im äußersten Rand 130°.

[1]) Michel-Lévy, Étude sur la détermination des Feldspats. Paris 1894, pag. 50.

An diesem Beispiel sieht man auch, wie Ab-reich die äußerste allotriomorphe Randzone des zuletzt auskrystallisierten Feldspates ist. Der Winkel von 130° entspricht einem Oligoklas.

Der Olivin hat idiomorphe Begrenzung, ist rundum gleichförmig entwickelt, häufig aber ist er zersprungen und unregelmäßig begrenzt. Optischer Charakter (±). Eine zweite Generation erscheint mit in das Minéral rouge umgewandelter Mitte, während der Rand noch unversehrt ist.

Der Pyroxen erscheint in Körnern, deren Durchmesser durchschnittlich 1—2 Hundertel Millimeter beträgt, es kommen aber auch 1—2 Mm. große Krystalle vor. Recht nahe steht den zuletzt besprochenen Gesteinen eine

Gabbroide-Facies (13)

von hellem körnigen Gestein, das die Fundortsbezeichnung „Muntagna di miezzu Caninu di Vuosco" trägt.

Recht selten sieht man am Handstück den Rest eines alten Einsprenglings. Das weißgraue Gestein ist kompakt und hat nur hin und wieder eine 1—2 *mm* große Höhlung, mit Eisenglanzschüppchen ausgekleidet. Die alten Feldspateinsprenglinge lassen eine Zone von Glaseinschlüssen erkennen. Die übrigen Feldspate enthalten außerordentlich selten einen Einschluß von Glas. Der Olivin ist fast stets von unregelmäßiger Begrenzung infolge Zerfalles. Die meist nahe aneinander liegenden Stücke lassen auf Zerfall während einer schon sehr großen Zähigkeit des Magmas schließen. Die Größe einzelner Körner beträgt 1—2 *mm*. Dieselbe Größe erreicht auch der Augit. Er ist aber gewöhnlich kleiner als der Olivin. Auslöschungsschiefe auf 010 45°. Den Magnetit kann man ebenfalls mit freiem Auge wahrnehmen. Einzelne mehr weniger gut begrenzte Individuen sind 1 *mm* groß. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß ohne pol. Licht Grenzen der einzelnen Feldspatindividuen nur selten zu ziehen sind, sondern daß diese häufig zu einer Zwischenklemmasse zu verschmelzen scheinen, welche alle Räume zwischen den älteren Feldspateinsprenglingen, Augit, Olivin und Magnetitkrystallen erfüllt.

Der Plagioklas ist basischer Labrador wie in den vorangegangenen Gesteinen. Ein Karlsbader Doppelzwilling ergab

		Kern	Hülle	Rand
	1	43°	—	—
	1′	40	—	—
	2	12	5°	1°
	2′	15	8	4
ein anderer	1	40	—	—
⊥ MP im Kern	1′	—	—	—
	2	10	—	—
	2′	10	—	—

Der Olivin trägt stets Spuren von Umwandlung an sich. Optischer Charakter (—). Der Apatit, der auch sonst in allen Gesteinen Usticas vorkommt, ist hier in ziemlicher Menge vorhanden. Seine Krystalle sind dicker als sonst und strahlen vornehmlich von den größeren Magnetiten aus. Er scheint nicht immer das älteste Produkt zu sein, sondern erst nach Beginn der Ausscheidung des Feldspates auskrystallisiert zu sein.

Aus der Beschaffenheit dieses Gesteins kann man erschließen, daß erst eine Auskrystallisation von An-reichen Feldspaten und Olivin erfolgte, woran sich nach einer kurzen Periode rascher Ausscheidung der Gemengteile die Periode der vollkommenen Erstarrung schloß. Diese ist sehr langsam vor sich gegangen, infolgedessen Tiefengesteinstruktur ausgebildet wurde.

Das Gestein ist übrigens das schwerste von Ustica. Sein spezifisches Gewicht beträgt 2·946.

Chemische Zusammensetzung. Ausscheidungsfolge.

Durch die Güte Herrn Hofrates Ludwig konnte ich in dessen Institute unter der Leitung des Herrn Prof. R. v. Zeynek eine quantitative Analyse des Basaltes von Ustica vornehmen. Beiden Herren sei aufs beste gedankt. Besonders fühle ich mich letzterem Herrn für ständigen Rat und Hilfe sehr zum Danke verpflichtet.

Zur Analyse ward das Gestein von St. Paolo gewählt. Das Gestein stellt einen Mitteltypus der Usticagesteine dar und ist recht frisch. Das spezifische Gewicht wurde bei einer Temperatur von 15° im Piknometer in groben Körnern bestimmt 2.893.

Die Analyse ergab folgende Werte:

I. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: Substanz 1·0498 *g*. Die Wasserbestimmung wurde nach Sipöcz vorgenommen. Die Titan-

säure wurde nach Verjagung der Kieselsäure und Auslaugung mit Salzsäure als Rest im Platintiegel bestimmt. H_2O 0·0128, SiO_2 0·5508, TiO_2 0·003, Al_2O_3 0·1873, Fe_2O_3 0·1081 (entsprechend 2·39% Fe_2O_3, 7·11 FeO), $Mg_2P_2O_7$ 0·0027 (entsprechend 0·0017 P_2O_5), 0·1644 $Mg_2P_2O_7$ (entsprechend 0·0592 MgO), Spuren von Mangan.

II. Aufschluß mit Flußsäure. Substanz 1·0629 *g*, Chloride 0·0951, K_2PtCl_6 0·0612, entsprechend 0·0118 K_2O, 0·0405 Na_2O.

	In Prozenten	Molekularzahlen	Atomzahlen
SiO_2	52·46	8756	8756
TiO_2	0·29	37	37
Al_2O_3	17·84	1749	3498
Fe_2O_3	2·39	149	298
FeO	7·11	989	989
MgO	5·64	1413	1413
CaO	9·06	1621	1621
Na_2O	3·81	615	1230
K_2O	1·11	118	236
P_2O_5	0·16	11	22
H_2O	1·22	678	1356
	101·09		

Bei der Analyse fiel der Alkaligehalt auf, weshalb ich nochmals eine Bestimmung im mineralogischen Institute der Universität Wien vornahm. Es ergab sich aber ein fast ganz gleiches Resultat.

Ich halte die mit den Reagenzien des Institutes Ludwig ausgeführte Bestimmung für zuverlässiger.

Bei der Aufteilung der Atomzahlen der Analyse wurde in folgender Weise vorgegangen.

Zuerst wurden gleiche Mengen Titansäure und Eisenoxydul als Ilmenit vereinigt, hierauf P_2O_5 mit entsprechendem CaO zu Apatit. In den Magnetit wurde die gesamte Eisenoxyd- und eine entsprechende Eisenoxydulmenge verrechnet. Die Alkalien wurden zusammengenommen, da Orthoklas nicht nachweisbar war[1]), und mit äquivalenten Mengen von Al_2O_3 und SiO_2 zur Albitmolekel ver-

[1]) Vergleiche hierzu den oft bedeutenden Kaligehalt der Plagioklase auf Pantellaria. H. Foerstner, Über die Feldspate von Pantellaria. Zeitschr. f. Krystall. etc. VIII, pag. 127.

einigt. Der Rest von Al_2O_3 mit entsprechenden Mengen von SiO_2 und CaO wurde für die Anorthitmolekel aufgeteilt. Die Summe von restierendem FeO, MgO, CaO gibt die SiO_2-Ziffer an, welche zur Absättigung für die Pyroxenmolekel nötig wäre.

Tabelle der Atomzahlen.

	Atomzahlen	Ilmenit FeO, TiO_2	Apatit $Ca_5P_3O_{12}$	Magnetit FeO, Fe_2O_3	Albit $(NaK)AlSi_3O_8$	Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$	Olivin Mg_2SiO_4 Fe_2SiO_4	Monokliner Pyroxen $CaMgFe\cdot\cdot SiO_3$
Si	8756	—	—	—	4398	2032	459	1867
Ti	37	37	—	—	—	—	—	—
Al	3498	—	—	—	1466	2032	—	—
$\dddot{Fe}$	298	—	—	298	—	—	—	—
$\ddot{Fe}$	989	37	—	149	—	—	101	702
Mg	1413	—	—	—	—	—	817	596
Ca	1621	—	36	—	—	1016	—	569
Na	1230	—	—	—	1230	—	—	—
K	236	—	—	—	236	—	—	—
P	22	—	22	—	—	—	—	—
	18100	74	58	447	7330	5080	1377	3734

Tabelle der Gewichte.

	Ilmenit	Apatit	Magnetit	Albit	Anorthit	Olivin	Monokliner Pyroxen	Analysenzahlen
SiO_2	—	—	—	2635	1218	275	1119	5247
TiO_2	29	—	—	—	—	—	—	29
Al_2O_3	—	—	—	747	1037	—	—	1784
Fe_2O_3	—	—	239	—	—	—	—	239
FeO	26	—	107	—	—	73	505	711
MgO	—	—	—	—	—	326	238	564
CaO	—	20	—	—	568	—	318	906
Na_2O	—	—	—	381	—	—	—	381
K_2O	—	—	—	111	—	—	—	111
P_2O_5	—	16	—	—	—	—	—	16
	56	36	346	3874	2823	674	2180	
				6697 (3874 + 2823)				

Die Differenz zwischen dieser Zahl und der von der Verrechnung auf den Plagioklas übrig gebliebenen SiO_2 wurde für den Olivin in Anspruch genommen. Dabei wurde das Verhältnis von

Eisenoxydul zu Magnesia durch die Bestimmung des Achsenwinkels 89° um α am Olivin festgelegt.

Inwiefern die nach dieser Verrechnung übrig bleibenden Ca-, Fe-, Mg-Mengen, welche im Pyroxen vereinigt wurden, der wirklichen Zusammensetzung des Pyroxens entsprechen, läßt sich, da die Abhängigkeit des Chemismus vom optischen Verhalten noch nicht völlig geklärt ist, nicht angeben.

Bei der Verrechnung summieren sich übrigens auch die Analysenfehler im Pyroxen. Eisenoxydul wird jedenfalls noch in Wegfall kommen müssen für den Ilmenit, da dieser, wie aus der Behandlung des Dünnschliffes mit Salzsäure hervorgeht, in größerer Menge vorhanden scheint, als die vorhandene TiO_2-Ziffer angibt. Die Bestimmung von TiO_2 auf die gewöhnliche Weise im Platintiegel ist keine vollständige.[1] Nach Cohen erhält man dabei nur ein Drittel der gesamten TiO_2.[2] Wahrscheinlich ist auch, daß der Pyroxen Tonerde enthält, daß also das Tschermaksche Molekül eintritt (MgO, $Al_2 O_3$, $Si O_2$).[3] Analysen von Augiten des Ätna mit einem $Al_2 O_3$-Gehalt von etwa 5% lassen dies als wahrscheinlich annehmen.[4]

Bei der Aufteilung der Atomzahlen ergibt sich ein Plagioklas von 41% An-Gehalt. Die An-Prozentziffer scheint deswegen im Verhältnis zu den ziemlich An-reichen Kernen herabgedrückt, weil die Zwischenklemmasse und die Hüllen der größeren Einsprenglinge, die im Kern etwa 60% An haben, viel mehr ausmachen als man vom ersten Anblick vermuten sollte.

Längeres Behandeln mit Salzsäure zeigt, daß die basischen Kerne an Menge viel weniger darstellen als die Zwischenklemmmasse und die Randzonen.

Um bereits analysierte, dem vorliegenden Basalt verwandte Gesteine aufzufinden, wurde der Analysenpunkt im Osannschen[5]) Dreieck gesucht, ferner die Analyse nach den Angaben des neuesten Versuches einer Klassifikation der Eruptivgesteine[6]) verrechnet.

[1]) Knopp, Jahrb. f. M. G. P. 1876, pag. 756.

[2]) Cohen, Jahrb. f. M. G. P. 1880, Bd. II, pag. 23.

[3]) G. Tschermak, Über Pyroxen und Amphibol. Min. Mitt. 1871, pag. 31.

[4]) A. Lasaulx, Der Ätna. Leipzig 1880, Bd. II, pag. 490.

[5]) Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. D. M. XIX, pag. 351.

[6]) Quantitative classification of igneous rocks by Cross, Iddings, Pirsson Washington. Chicago 1903.

Die Verrechnung führt zu folgendem Ergebnis.

II. Klasse: Dosalane.
5. Ordnung: Germanare.
3. Rang: Alkalicalcic. Andase.
Subrang 4: Dosodic. Andose.

Es sind nach diesen Ergebnissen dem analysierten Ustica-Basalt — ausgenommen sind die noch später zu besprechenden Gesteine der Liparischen Inseln — vergleichbar folgende Gesteine [1]):

Washington, pag. 274, Nr. 32: Labrador, Augit, Olivin, Magnetit führender Basalt von Timber Creek, Crandal Basin. Yell. Nat. Park. — Iddings, Mon. Unit. Stat. Geolog. Surv. XXXII, pag. 260, 1899.

pag. 274, Nr. 33: Labrador-Bytownit, Augit. Olivin und Magnetit in wenig brauner, glasiger Grundmasse führender Basalt von Yellowstone Canyon. Yell. Nat. Park. — Iddings Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., 148, pag. 135, 1897.

pag. 276, Nr. 42—44: Außer den in den beiden früher genannten Basalten erwähnten Komponenten noch Quarz enthaltende (Nr. 42 weniger, Nr. 43 und 44 mehr) Quarzbasalte von Rio grande Canyon. New-Mexico. — Iddings in Amer. Surv. Journ., XXXVI, pag. 220, 1888.

pag. 276, Nr. 50: Basalt mit Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit und wenig Glasbasis vom Red. Cone, Crater Lake. Oregon. — Patton in Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., 168, pag. 223.

pag. 278. Nr. 59: Ähnlich dem vorhergehenden Basalt, aber mit wenig Olivin und globulitischer Basis. Burney Butte, Shasta County, Californien. — Diller, Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., 148, pag. 200.

pag. 278. Nr. 65: Plagioklas, Augit, Olivin und Eisenerz enthaltender Basalt von San Joaquin River Medera County, Californien. — H. W. Turner in Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., 168, pag. 218.

pag. 278, Nr. 67: Dem Usticabasalt in der Komponentenführung und Ausbildung derselben sehr ähnlicher Basalt von Cerro de Guadelupe Puebla Mexico. — Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläont. d. Republ. Mexico. II. Teil, pag. 211. Leipzig 1899.

pag. 282, Nr. 98: Basalt mit Olivin (größere Krystalle). Grundmasse bestehend aus sehr viel Plagioklas, viel Olivin, wenig Pyroxen, Glas, kein Magnetit (Eisenoxyd rührt von der Zersetzung des Olivin her, das Gestein hat aber verhältnismäßig mehr Kali als der Usticabasalt). Persufli, Thessalien, Griechenland. Lepsius, Geologie v. Attika. Berlin 1893, pag. 169.

Tschermaks Min. u. petr. Mitt., Bd. XX, 1900: Osann, Versuch einer chem. Klass. etc., pag. 449, Nr. 222, reichlich Olivin (teilweise umgewandelt in Iddingsit), Plagioklas, Serpentin und Augit führender Basalt. Dardanelles. Alpine County Cal. — Steiger, Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., pag. 218.

pag. 449, Nr. 224: Einigermaßen dem vorhergehenden ähnlicher Basalt, aber mit viel Magnetit. Grantz, Taylor Region, New Mexico. — Clark, Bull. Unit. Stat. Geol. Surv., Nr. 168, pag. 170 *e*.

[1]) Chemical analyses of igneous rocks published from 1884—1900 by Henry Stephens Washington. Washington 1903.

Ausscheidungsfolge.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge ließ sich bei dem analysierten Gestein folgendes beobachten.

Das erste Ausscheidungsprodukt ist Plagioklas, dann folgt entsprechend dem hohen Schmelzpunkt des Olivin unter den Eisenmagnesiaverbindungen dieser; Plagioklas scheidet sich dann zugleich mit Olivin aus. Die Ausscheidung von Plagioklas geht bis zum Ende der Auskrystallisation vor sich und er bildet die letzte Zwischenklemmasse. Scharf abgesetzt ist die Grenze der Ausscheidung von Olivin und Augit, welche Tatsache auch schon wiederholt hervorgehoben wurde. Erst nach dem Beginn der Krystallisation des Augits fängt der Magnetit an auszufallen.

Diese Ausscheidungsfolge (Plagioklas zuerst) läßt die Ansicht Vogts[1]) als wahrscheinlich erscheinen, nämlich, daß die Mengenverhältnisse der das Magma zusammensetzenden Stoffe für die Krystallisationsfolge maßgebend sind. Vergleicht man das Verhältnis der Menge des Feldspats in der aufgeteilten Analyse zu den andern Komponenten, so herrscht ersterer entschieden stark vor. Deswegen scheidet er sich auch trotz des niedrigeren Schmelzpunktes (1170° nach Doelter für Bytownit, 1400 für Olivin [89° Achsenwinkel um z]) zuerst aus. Schematisch diese Verhältnisse darzustellen, fehlen aber noch die Grundlagen, so beispielsweise, wie Plagioklas ins Verhältnis zu setzen wäre zu den Eisen-, Magnesiasilikaten usw.

Der Magnetit scheint seiner geringen Menge im Magma halber entsprechend spät auszukrystallisieren.

Anders liegt die Ausscheidungsfolge bei manchen der sehr dunklen Gesteine der Nordwest- und Südostküste, wo zuerst Olivin, bald darnach Plagioklas und zugleich noch Olivin auskrystallisiert ist. Zur Ausbildung von größeren Augit- und Magnetitkrystallen ist es infolge der raschen Abkühlung überhaupt nicht gekommen.

Ähnlich ist das Verhältnis in den Tuffen, nur etwas mehr zugunsten des Feldspat, der etwas früher auskrystallisiert ist, verschoben. In diesen tritt meist nur Feldspat und Olivin auf, während die übrigen Gemengteile noch im Glas stecken. Einige Male war da der Olivin von einem Feldspatkrystall durchwachsen. Der Plagioklas ist also auch da als das älteste Krystallisationsprodukt anzusehen.

[1]) I. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. Christiania 1903.

In einigen Basaltvarietäten mit viel Augit als Einsprengling, wie beispielsweise in einem Handstück vom Rapillobruch, hat der Augit zwar nicht vor dem Feldspat, wohl aber bald nach dessen Krystallisationsanfang sich auszuscheiden begonnen. An erster Stelle wurde dort Olivin und Magnetit ausgeschieden. Das allerletzte Ausscheidungsprodukt bildet auch da wieder Plagioklas.

C. Tuffe.

Die Tuffe nehmen einen großen Teil des Flächenareals von Ustica ein. Es wurden Proben vom Rapillobruch (zwischen der Muntagna di miezzu und Guardia dei Turchi) und von den Petreri da Madonna di Pompei untersucht. Die Tuffe beider Lokalitäten zeigen keinen wesentlichen Unterschied.

Makroskopisch lassen einige Handstücke Schichtung erkennen, hervorgerufen durch verschiedene Größe der Lapilli. Diese sind bisweilen haselnußgroß, gehen aber andrerseits bis zur Grenze der Sichtbarkeit herab. Zwischen den Lapilli sind makroskopisch sichtbar bis 2 *mm* große Olivinkrystalle und bis zu 4 *mm* große Plagioklaskrystalle. Diese sind von Magmarest überzogen. Die Farbe der Lapilli ist grünlichbraun bis schwarz. Unter dem Mikroskop werden die meisten Lapilli mit grünlichbrauner, manche mit honiggelber Farbe durchsichtig. Meistens stellen sie reines Glas dar ohne jüngere Ausscheidungsprodukte, besonders in kleineren Scherben. Eine Unmenge von Hohlräumen ist darin verstreut. Der Rand dieser Hohlräume ist entweder dem Glas gleich oder er zeigt schwache Doppelbrechung, wohl infolge von Spannung, oder aber eine Zone von zur Blasenkrümmung $\perp$ gestellten Fäserchen, welche γ in der Längs-, α in der Querrichtung erkennen lassen. Selten treten mehrere solcher Schichten konzentrisch auf. Die Doppelbrechung dieser Fäserchen ist meist so gering, daß eine Einwirkung auf polarisiertes Licht kaum merkbar ist.

Zwischen den einzelnen Lapilli, deren Größe recht verschieden ist, liegen kleine Glas- und Krystall-Scherben von unregelmäßiger Begrenzung. Dieses Glas erweist sich von dem der größeren Lapilli und der die größeren Krystalle überziehenden Magmakruste nicht verschieden.

Wohl aber gibt es einzelne Partien, die vollständige Auskrystallisation zeigen und gar keine Glasbasis, ganz ähnlich verschiedenen Laven der Insel, und zweifellos sind sie wohl mit diesen identisch.

Dieselben wurden bei der Eruption dieser Tuffe aus den seitlichen Kraterwänden mitgerissen oder sie stammen aus Trümmern eingestürzter Teile des Kraters.

So fanden sich Bruchstücke, die einem Gestein von Tramuntana, andere einem von der Rutta di Partizza, wieder andere solchen von der Falcunara ganz ähnlich waren. Diese Bruchstücke sind gleich groß mit den Lapillos. Auffallend war auch ein schwarzer Erztropfen.

Die honiggelben Lapilli weisen größere Neigung zur Krystallisation auf; vielleicht enthalten sie mehr Ca und Mg, da diese Stoffe die Auskrystallisation fördern.

Als Ausscheidungen in den Lapilli sind zu erwähnen Olivin und Plagioklaskrystalle. Außerdem wimmelt es in manchem Lapillo noch von feinsten Härchen und Spindeln, welche auf polarisiertes Licht infolge ihrer Kleinheit nicht wirken. Außer diesen gibt es Mikrolithe mit geringer Doppel- und starker Lichtbrechung. Dies weist auf Apatit. Auch x-förmige Feldspatmikrolithen sind nicht selten. Die grünlichbraun durchsichtigen Lapilli haben meist homogenes Glas ohne Mikrolithenbildung, in dem sich Kryställchen von Olivin und Plagioklas eingebettet finden. Vom Apatit unterscheiden sich durch die starke Doppelbrechung stets die scharf begrenzten leisten- oder rhombenförmigen Olivinkryställchen. Magnetit und Pyroxen konnte mit Sicherheit (ausgenommen in den früher erwähnten fremdartigen Bruchstücken) nicht nachgewiesen werden.

Die Plagioklase sind sehr häufig in der sehr dünntafligen Rhombenform nach M ausgebildet, wirken kaum auf polarisiertes Licht ein und sind trotz der Dünne des Schliffes noch ganz in Glas eingebettet, ähnlich wie sie Penck, Kreutz und Doss usw. beschreiben, nämlich mit den Flächen P und x. Das in diesen Arbeiten darüber Gesagte kann nur bestätigt werden.

Die leistenförmig nach M P entwickelten Formen sind basische Labradore: 37—40° Auslöschung in Schnitten ⊥ M P. Vielfach treten Bruchstücke größerer Plagioklas- und Olivin-Krystalle auf.

Die Olivinkrystalle zeigen das früher beim Olivin besprochene skelettförmige Wachstum, wobei das Glas im Innern der Krystalle von dem umgebenden einen Unterschied nicht merken läßt. Pikotit ist in den Olivinen recht häufig, bisweilen erscheint er als förmliches

Netzwerk um ein unregelmäßig geformtes Olivinaggregat, er kommt aber auch frei im Sideromelan vor.

Der Olivin bildet nicht selten auch förmliche Krystallstöcke, vornehmlich nach 001 entwickelt.

Hornblende erscheint nur in magmatisch stark korrodierten Resten. An ihrer Peripherie haben sich meist Magnetit und Pyroxenmikrolithe gebildet. Diese Korrosionserscheinungen bei den Hornblenden der Usticabasalte und Tuffe sind ein neuer Beweis für die Bestandunfähigkeit von Hornblende unter geringem Druck[1]), womit die erfolglosen Versuche, Hornblende unter gewöhnlichen Verhältnissen aus künstlichen Schmelzen darzustellen, harmonieren.

Fluidalstruktur ist in manchen Lapilli recht schön zu beobachten.

Als Zement der Lapilli fungiert Calcit, der in Form kleiner Fetzen und Flitterchen zwischen den Lapilli hin und wieder erscheint. (Verhältnismäßig niedrige Lichtbrechung, sehr hohe Doppelbrechung, optisch einachsig, optisch [—].)

Bimsstein.

An mehreren Punkten der Insel treten Bimssteine und Bimssteinsand auf. Proben liegen vor vom Rapillobruch und von Petreri di St. Madonna di Pompei.

Die Stücke unterscheiden sich in nichts voneinander. Sie haben graulichweiße Farbe, sind mehr rundblasig aufgetrieben, nicht langfaserig wie viele andere Bimssteine von den Liparischen Inseln und unterscheiden sich schon dadurch von den rhyolithischen Bimssteinen Liparis. Die Blasenräume haben manchmal einen Durchmesser von 2 *cm*, sinken aber auch zu winzigster Größe herab, so daß sie erst mit stärkster Vergrößerung sichtbar gemacht werden können. Die Form ist kugelig oder noch öfter länglich, zweispitzig und bisweilen auch langröhrig. Kompakte Glasstellen sind nicht vorhanden, sondern wie die meisten Bimssteine besteht das Gestein aus unzähligen Röhrchen und Glashäuten von meist außerordentlicher Dünne. Nur wo Krystallbruchstücke vorhanden sind, umzieht eine etwas dickere Haut dieselben. Manche Röhren und Blasenwandungen zeigen Spuren von Doppelbrechung, sonst ist das Glas völlig isotrop.

---

[1]) Vgl. auch F. Becke, diese Mitt., XVI, pag. 327.

Als Einsprenglinge im Bimsstein treten auf Plagioklas, Biotit, Hornblende, Olivin und Apatit, sehr selten Anorthoklas.

Der Plagioklas erscheint fast immer nur in unregelmäßigen Trümmern, der optische Charakter ist (±) eher (—), die Lichtbrechung bedeutend stärker als Kanadabalsam.

Ein Schnitt annähernd ⊥ MP gab 1 $34^1/_2{}^0$ 1' 39^0 Auslöschung. An einem anderen Schnitt konnte der Winkel zwischen den optischen Achsen *B* in Albitlamellen gemessen werden $2\varphi = 18^0 \times 2$. Dieser Winkel entspricht einem An-Gehalt von $68^0/_0$. Einschlüsse spielen im Plagioklas keine Rolle. Von Olivin lag im Dünnschliff nur ein sehr stark zerfressenes Korn vor. In den Korrosionsschläuchen fand sich blasiges Glas, Apatitmikrolithen und Magnetit. Als Einschluß im Olivin erscheint kaffeebraunes Glas. Apatit findet sich auch sonst in Mikrolithenform im Bimsstein. Der Biotit und die Hornblende hat die früher erörterten Eigenschaften. Alle diese Einsprenglinge wurden zweifellos vor der Eruption in großer Tiefe gebildet. Nach dieser ist das Glas nicht weiter auskrystallisiert. Der Brechungsexponent des Bimssteinglases ist etwa 1·529.

Die Bimssteinerde hat fast denselben Brechungsexponenten wie die größeren Handstücke. Auch liegen ähnliche Einsprenglinge darin wie in den festen Stücken.

Ein größeres Bimssteinstück wurde mit Flußsäure behandelt, wobei sich dasselbe in kurzer Zeit vollständig auflöste. Zurück blieben sehr viel Labrador, sehr wenig Anorthoklas, der sich in den Schliffen nicht fand und hier erst durch die Lichtbrechung erkannt wurde, ferner Hornblende, Biotit, Magnetit, Olivin, aber kein Pyroxen, der ganz durch Hornblende ersetzt ist, welche keine Korrosionserscheinungen zeigt, während die Hornblenden in den Tuffen — die Lapillo, in denen sie auftrat, zeigten den Beginn von Auskrystallisation — derartige Erscheinungen schon zeigen und somit auch die Möglichkeit günstigerer Bedingungen zur Pyroxenbildung geben. [1])

---

[1]) Über das Fehlen der Umwandlungsprodukte bei Hornblende in glasigen Gesteinen vergl. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1885, pag. 484.

Lagorio, Über die Natur der Glasbasis. Diese Mitt., VIII, 1887, pag. 462.

Küch in Reiß und Stübel: Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Berlin 1892, pag. 45 und 55.

R. Herz, Die Gesteine der Ecuadorianischen West-Cordillere. Berlin 1892, pag. 47.

Ein frisches Stück Bimsstein vom Rapillobruche wurde einer chemischen Analyse unterzogen. Dieselbe wurde im mineralogischen Universitätsinstitute ausgeführt.

Die Analyse ergab folgende Werte:

I. Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali: Substanz 1·0584 *g*. Titansäure wurde nach Verjagen der Kieselsäure bestimmt. SiO_2 0·6517, TiO_2 0·0019, Al_2O_3 0·2108, Fe_2O_3 0·0197, $Mg_2P_2O_7$ 0·0316 (entsprechend 0·01137 MgO), CaO 0·0233 Spuren von Mangan.

II. Aufschluß mit Flußsäure: Substanz 1·0198, Chloride 0·1840, K_2PtCl_6 0·147 entsprechend 0·0283% K_2O. 0·0737 Na_2O.

III. Glühverlust: 0·7114 Substanz, 0·0314 Glühverlust.

	In Prozenten	Molekularzahlen	Atomzahlen
SiO_2	61·5	1025	1025
TiO_2	0·2	2	2
Al_2O_3	19·9	195	390
FeO	1·6	22	22
MgO	1·1	27	27
CaO	2·2	39	39
Na_2O	7·2	116	232
K_2O	2·8	29	59
Glühverlust	4·4		
	100·9		

Die im Verhältnis zu anderen liparischen Bimssteinen niedrige SiO_2-Ziffer findet ihren deutlichen Ausdruck in der Komponentenausbildung, indem infolge Sinkens derselben unter das Sättigungsniveau nur Olivin ausgebildet wurde.

Ein Bimsstein von der oben genannten Zusammensetzung ist von den Liparen nicht bekannt, wohl aber gibt es ähnliche: so der Pollarabimsstein von Salina (65·78% SiO_2, Biotit, Hornblende, Augit, Olivin, Plagioklas, Eisenerze, rhombischer Pyroxen als Einsprenglinge), einigermaßen auch die „Unteren Bimssteine" von Lipari (Plagioklas, Sanidin, Augit, Olivin, Hornblende als Einsprenglinge), wahrscheinlich auch der viel Hornblende führende Bimsstein von Filicudi und der andesitische Bimsstein auf Vulcano. Die Bimssteine von Panaria und die oberen Bimssteine auf Lipari sind Liparitbimssteine.

In ähnlicher Weise wie früher beim Basalt wurde auch die Analyse des Bimssteines verrechnet.

Nach der amerikanischen Methode fällt das Gestein unter:

I. Klasse: Persalane.
5. Ordnung: Canadare.
2. Rang: Canadare.
Subrang 4: Dosodic. Laurvikose.

Dem analysierten Bimsstein gleiche Gesteine finden sich in den vorhandenen Analysensammlungen nicht, wohl aber einigermaßen ähnliche.

Die Analysenzahlen weisen auf Ähnlichkeit mit manchen Trachyten hin. Diese wird aber beeinträchtigt durch die geringe Zahl von Kali im Verhältnis zu Natron. Es spielt daher der Anorthoklas in dem Bimsstein fast gar keine Rolle.

Die nächsten Verwandten des Gesteins finden sich auf Pantellaria, doch ist in den dortigen Gesteinen mehr Eisen. Das Verhältnis der Alkalien zueinander aber ist oft recht ähnlich dem des Usticabimssteins.

Vergl. hiezu: Osann, d. M., XX. Bd., pag. 410, Nr. 57. Augitandesit von Porto Skauri. Pantellaria. — Förstner, Zeitschr. f. Kryst., VIII, pag. 158;

pag. 412: Augit-Andesit. Montagna. Pantellaria. — Förstner, pag. 155;

ferner Osann: pag. 433, Nr. 137: Andesit mit viel Plagioklas, Augit und Biotit von San Mateo Mt. (In diesem und den folgenden 2 Gesteinen ist aber verhältnismäßig mehr Kali als in unserem Bimsstein.) — Clark. Bul. Unit. Stat. Geol. Surv., Nr. 168, pag. 170 *C*.

pag. 434, Nr. 141: Mittel von zwei Andesiten mit Plagioklas, Hornblende, Biotit von Sepulchre Mt. — Clark. Bul. Unit. Stat. Geol. Surv., Nr. 168, pag. 91 *F* und *G*.

Beziehung Usticas zu den übrigen Liparen.[1])

Siehe hiezu Tafel X.

Die von der Südost- und Nordwestküste Usticas besprochenen Olivinfeldspatbasalte scheinen auf den übrigen Liparen keine Vertreter zu haben. Auf das Fehlen des Pyroxens in der I. Generation bei manchen Basalten Usticas hat schon Sabatini aufmerksam gemacht, pag. 129.

Auch in manchen Gesteinsstücken von Tramuntana und Arsu zeigt sich diese Eigentümlichkeit.

---

[1]) Im nachstehenden wurden vornehmlich folgende Werke benützt:

Der Ätna: Nach den Manuskripten von W. Sartorius Waltershausen, herausgegeben von A. Lasaulx. Leipzig 1880.

Memorie descrettive della Carta geologica d'Italia. Vol. VII. Descrizione geologico-petrographica delle Isole Eolie di E. Cortese e V. Sabatini. Roma 1892.

Endlich die vollständigste Bearbeitung der Liparischen Inseln von Alfred Bergeat: Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi, Alicudi).

Abhandl. d. k. bayer. Akad. d. Wiss., II. Kl., XX. Bd., I. Abt., München 1899.

Die meisten anderen Basalte der Insel mit Plagioklas, Olivin und Augit als Einsprenglingen zeigen mit vielen Basalten der übrigen Liparen große Ähnlichkeit. Allerdings macht sich das geringe Auftreten des Augits in der I. Generation noch immer bemerkbar.

Am nächsten stehen diesen die Basalte jener Inseln, die schon durch ihre von den übrigen Liparen am weitesten gegen Westen vorgeschobene Lage eine derartige Verwandtschaft vermuten lassen: Alicudis und Filicudis.

Der Usticabasalt liegt im Osannschen Dreieck in der Mitte der Analysenörter der Filicudigesteine. Da er einen Mitteltypus unter den Usticagesteinen einnimmt, so würden auch die Analysenörter anderer Gesteine von Ustica eine ähnliche Gruppierung ergeben, so kämen die nur Plagioklas und Olivin als Einsprenglinge führenden Basalte wohl näher an F, die feldspatreichen Currughiulaven mehr gegen C zu liegen.

Auf jeder der Liparischen Inseln finden sich Feldspatbasalte (ausgenommen die Panariagruppe, die nur wenig aus dem Meere ragt, so daß man ähnliche Verhältnisse wie auf den übrigen Inseln auch dort voraussetzen kann) mit Plagioklas, Augit, Olivin als Einsprenglingen, nur in den Usticagesteinen fehlt einer ganzen Gruppe von Gesteinen der Augit in der I. Generation.

Infolge Steigens der vorhandenen Kieselsäure über das Sättigungsniveau tritt als Komponente bei vielen Basalten der rhombische Pyroxen hinzu und mit dem Vorherrschen dieses und der Augite gehen die Basalte, wie Sabatini und Bergeat bemerkt haben, über in Andesite, deshalb der so oft bei den Liparen gebrauchte Name Basaltandesit. In den Andesiten fehlt er nur selten. In den Usticagesteinen spielt er aber so viel wie gar keine Rolle.

Den Laven, die mir von verschiedenen Eruptionen des Ätna vorlagen, mangelt auch der rhombische Pyroxen. Übrigens wird er auch in dem Werke: „Der Ätna" nicht erwähnt.

Auch von Vulcano wird keiner angegeben. Es sind sich also in dieser Hinsicht das westlichste Glied des Archipels und das südlichste gegen den Ätna zu liegende gleich.

Was das Verhältnis der Azidität anlangt, so scheint es, daß den entsprechenden Gesteinen auf den am weitesten abliegenden Inseln Ustica, Stromboli ein etwas geringerer Kieselsäuregehalt zukäme. Für den Ätna würde das sicher stimmen. Bei Ustica wäre

das auch aus dem Mineralbestand schon zu schließen. Es findet sich aber auch auf Salina ein Basalt mit 51·48% $Si O_2$ und auch auf Vulcano der Leucitbasanit mit nur 51·38% $Si O_2$. Es liegen leider nicht die vollständigen Analysen solcher auf den einzelnen Inseln sich entsprechender Gesteine vor (wenige von Basalt), und man kann daher auch nicht über das Verhältnis der vorhandenen zur geforderten Kieselsäure ausschlaggebendere Untersuchungen anstellen.

Was das Verhältnis der Usticagesteine zu den Gesteinen des Ätna anlangt, so zeigen einige mir vorliegende Ätnalaven, sowohl was Struktur als Mineralbestand und Quantität der einzelnen Gemengteile anlangt, solche Ähnlichkeit mit entsprechenden Gesteinen von Ustica, daß man sie voneinander nicht unterscheiden kann. Einige Laven des Ätna nähern sich sogar den Gesteinen von Tramuntana (3) (Ustica), in denen Pyroxen als Einsprengling I. Generation überhaupt fehlt. Durchschnittlich haben aber die Usticagesteine weniger Augit als der Ätna im Vergleich zur Menge des Olivin, was seinen Grund im höheren MgO-Gehalt der Usticagesteine haben mag. Die Ähnlichkeit der Ätnagesteine mit den Gesteinen von Pantellaria, Ferdinandea etc. hat schon Foerstner hervorgehoben.[1]) Ähnliche Verhältnisse wie beim Ätna scheinen auch bei den Basalten Vulcanos zu herrschen.

Sowohl die Ustica- als auch die Ätnagesteine haben hohen Gehalt von Al_2O_3. Dieser stellt sich bloß beim Hornblendepyroxenandesit von Filicudi etwas höher.

Auch die Gesteine Vulcanos lassen bisweilen hohen Al_2O_3-Gehalt erkennen. Die Verwandtschaft der Vulcanogesteine mit denen des Ätna erkennt man am besten aus der Lage der Analysenpunkte im Osannschen Dreieck. Bei den Vulcanogesteinen ist aber meist mehr $Si O_2$.

Die hohe Ziffer für Al_2O_3 bei dem Granat-Cordieritandesit von Lipari ist wohl bedingt durch die Aufschmelzung von Schiefergesteinen.

Selten tritt schon in den Basalten Biotit auf (Strombolichio, Lipari [Monte Avento], Vulcano). Auf diesen Inseln ist aber auch das Verhältnis des Na_2O zu K_2O etwas zugunsten des K_2O verschoben. Beim westlichen Ast der Liparen ist Na_2O vorherrschend,

[1]) Foerstner, d. M., Bd. V, 1883, pag. 395. D. M., Bd. XII, 1891, pag. 511.

der Biotit tritt erst in einigen Andesiten auf (Hornblendeglimmerandesit von Filicudi, Pollarabimsstein von Salina, auf Ustica im Bimsstein). Hornblende kommt schon viel häufiger in den Andesiten vor, den echten Basalten fehlt sie oder zeigt sich doch nur untergeordnet, so in dem andesitähnlichen Basalt von Ustica (Scuogghiu Columbaru).

Allerdings mag sie häufig auch schon wieder resorbiert worden sein, wie beispielsweise Resorptionserscheinungen in den Usticagesteinen oder nach Bergeat in den Andesiten Alicudis dartun.

Bezüglich der Bestimmungen der Feldspate liegen zuverlässige Daten nicht vor. Es scheint aber, daß Alkalifeldspate sich mehr auf das östliche Liparengebiet beschränken, wo sie schon in den basischeren, sehr häufig aber in den sauren Gesteinsgliedern auftreten.

Diese sauersten Glieder (Liparite, Obsidiane, liparitische Bimssteine) erscheinen bloß auf Lipari, Vulcano und Panarea.

Gauverwandtschaft.

Vergleicht man die Eruptivgesteine eines zusammengehörigen Gebietes, so zeigen sich nahe Beziehungen der einzelnen Gesteine untereinander, Gauverwandtschaft genannt. Solche Beziehungen finden sich auch bei den liparischen Gesteinen. Ein ziemlich klares Bild der Gauverwandtschaft gibt eine Eintragung in das Osannsche Dreieck und die Höhe der Si-Ordinaten.

Becke hat in dieser Weise die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der Anden verglichen[1]) und hat diese zwei wesentlich voneinander verschiedenen Gebiete mit entsprechenden Namen bezeichnet: die Andesgesteine als die pazifische, die Mittelgebirgsgesteine als die atlantische Sippe der Eruptivgesteine.

Vergleichen wir nun jene liparischen Gesteine, welche wohl differenzierten Gesteinskörpern entsprechen (Ausnahmen bilden einige der eigentümlichen Analysen der Vulcanoprodukte), so läßt sich die sehr nahe Verwandtschaft zu den Andesgesteinen feststellen. Wie bei diesen liegen die Analysenpunkte auf einem Bogen, der in der Nähe von A anfängt und zu einem auf FC gelegenen Punkte hinstrebt. Es zeigt sich aber eine größere Streuung im Osannschen Dreieck als

---

[1]) F. Becke, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. D. M., XXII.

bei den Andesgesteinen. Am größten wird diese Streuung bei den Produkten der Fossa auf Vulcano.

Auch in der Höhe der Si-Ordinaten und selbstverständlich ihres Sättigungsniveaus läßt sich diese nahe Verwandtschaft nachweisen.

Nur im F am nächsten gelegenen Teil rücken die Analysenörter einiger Basalte näher der atlantischen Sippe (Strombolibasalte, ein gleiches Verhalten würden die Leucitbasanite des Vulcanello und Stromboli zeigen), dagegen fallen die Ätnabasalte ganz und gar in die pacifische Sippe.

Auch die Dichtigkeit der Besetzung ist eine ähnliche wie bei den Andesgesteinen. Es liegen die liparischen Gesteine weiter abgerückt von F als die des böhmischen Mittelgebirges.

Es sind also auch die liparischen Gesteine reicher an Al.

Um diese Verhältnisse auch zahlenmäßig festzustellen, wurden die Mittelwerte von c und Si gebildet, die den Abschnitten der Linie A F, also den Werten a—f entsprechen. [1])

a—f	C			Si		
	Liparen	Andes	Mittelgebirge	Liparen	Andes	Mittelgebirge
15 bis 10	—	1·8	—	69·5	70·9	51·3
10 „ 5	1·6	—	3·3	63·3	—	56·1
5 „ 0	5·3	3·8	1·6	67·3	66·2	51·2
0 „ — 5	6·6	4·6	2·1	62 6	61·0	50·1
— 5 „ —10	4·7	4·3	2·4	58·9	54·3	46·4
—10 „ —15	3 6	4·3	2 0	50·6	48·9	41·9
—15 „ —	—	—	1·7	—	—	42·7

Das Verhalten von SiO_2 in den liparischen Gesteinen ist dasselbe wie bei den Andesgesteinen, wir finden daher hier wie dort nicht selten rhombischen Pyroxen. Alkali-Pyroxene fehlen. Bezüglich des Gehaltes an Alkali ergibt das Verhältnis der beiden Glieder $Na_2O:K_2O$ eine etwas höhere Zahl beim K_2O als bei den Andesgesteinen. Sonst weisen die Analysenziffern für die Alkalien im Vergleich zu den andern Analysenkomponenten bei den Gesteinen der liparischen Inseln viel mehr Ähnlichkeit mit den Andesgesteinen auf als mit den Mittelgebirgsgesteinen.

[1]) F. Becke, d. M., XXII, pag. 217—219.

Die monoklinen Pyroxene sind, soviel ich aus der Literatur entnehmen kann, bei den liparischen Gesteinen (mir liegen bloß Ustica- und Ätnagesteine vor) von blaßgrüner, selten von bräunlicher oder grüngrauer Farbe und haben kaum merklichen Pleochroismus. Die Auslöschungsschiefe, an den Pyroxenen der Usticagesteine gemessen, bleibt unter 45°, der Achsenwinkel 2 V um γ beim Augit des Usticabasaltes ist 52° (korrigiert nach Becke), Zonarstruktur und Sanduhrstruktur fehlen meist ganz, 100, 010, 110 sind im Gleichgewichte. In den Augiten des Ätna wurde von Lasaulx der Winkel c γ 42°, an anderen 39—41° gemessen. Pleochroismus ist bisweilen vorhanden, aber auch nur schwach. Ich fand in Laven des Ätna von verschiedenen Jahren den Augit grünlichgrau, wenig pleochroitisch. Die Umgrenzungsformen sind die der Usticapyroxene. An Pyroxenen der Lava vom Jahre 1838 maß ich die Auslöschungsschiefen c γ auf 40—44°, den Winkel der optischen Achsen aus Mittellinie γ und Achse im Gesichtsfeld mittelst Camera lucida und drehbaren Zeichentisches 2 V um γ 56° (korrigiert nach Becke). Bezüglich der Plagioklase lassen sich genauere Vergleiche nicht anstellen, da genaue Bestimmungen derselben fehlen.

Verzeichnis der im Vorliegenden besprochenen Analysen.

Dieselben wurden aus Bergeats Werk „Die äolischen Inseln" herüber genommen und verrechnet. In Klammern steht der Name des Analytikers.

Die Analysen der Ätnagesteine finden sich bei Osann, d. Mitt., XX, pag. 534. Auch hier wurden die Atomzahlen gerechnet.

Ustica.

1. Feldspatbasalt. San Paolo.
2. Andesitischer Bimsstein. Rapillobruch.

Alicudi.

3. Pyroxenandesit. Südöstlicher Gipfel (Glaser).

Filicudi.

4. Basalt von der Fossa delle Felci. Notaro (Glaser).
5. Augithypersthenandesit. Ganggestein des Gipfels der Fossa del Felci (Glaser).
6. Hornblendeglimmerandesit. Capo Graziano (Glaser).

Lipari.

7. Granat-Cordierit-Andesit (Ricciardi).
8. Liparit. Monte Guardia (Abich).
9. Obsidian der Forgia vecchia (Glaser).
10. Obsidian von Cannatello (Glaser).
11. Obsidian von der Rocche Rosse (Abich).
12. Bimsstein vom Monte Pelato (Abich).

Vulcano.

13. Basalt der Punta Luccia (Ricciardi).
14. Trachyt mit Olivin. Südabhang der Fossa. Grotta dei Palizzi (Heidepriem).
15. Liparitobsidian. Pietro Cotte (Ricciardi).

Panarea-stock.

16. Hornblende-Andesit. Pizzo del Corvo (Glaser).
17. Obsidian der Basis von Basiluzzo (Glaser).
17'. Obsidian (Bimsstein) von Basiluzzo (Abich).

Stromboli.

18. Basalt vom Jahre 1891 (Ricciardi).
19. „ „ „ 1891 „
20. „ Sciarra Lava (Glaser).
21. „ von Strombolicchio (Abich).

Fossaeruption auf Vulcano.

22. Auswürfling eines halbglasigen kompakten Gesteins mit vielen porphyrischen Krystallen eines glasigen Feldspats (Ricciardi).
23. Auswürfling von dunkelgrauer Farbe, im Inneren Bimsstein, halbglasig und schwärzlich auf der Oberfläche (Bombe) (Ricciardi).
24. Auswürfling eines schwärzlichen Gesteins, kompakt, von trachytischem Aussehen (Ricciardi).
25. Anderer Auswürfling, dem vorigen ähnlich (Ricciardi).
26. Auswürfling, den beiden vorigen ähnlich, aber poröser (Eruption vom 4. September 1888) (Ricciardi).
27. Schwarzer, halbglasiger Bestandteil einer Bombe vom 19. Februar 1889 (O. Silvestri).
28. Anderes, halbglasiges, schwärzliches Krustenstück einer Bombe vom 19. Februar 1889 (O. Silvestri).
29. Innere, bimssteinartige Masse derselben Bombe (O. Silvestri).

30. Gestein, aus welchem die doleritischen Einschlüsse entfernt wurden (Kahlenberg) (Vulkanit).

31. Mikrofelsitischer Andesit (Ricciardi) } Bruchstücke älterer Gesteine Vulcanos.
32. } Schwarzgrauer Trachyt (Ricciardi)
33. }

34. Asche vom 3.—5. August 1888 }
35. „ „ 3. September 1888 } (Ricciardi).
36. „ „ 7. „ 1888 }
37. „ „ 14. November 1888 }

Analysen-Tabelle.

Atomzahlen.

(Titan wurde zum Si gezogen, Mn zu Fe.)

	1	2	3	4	5	6	7		8		9
Si	48·4	55·7	54·4	49·4	55·0	59·1	59·9		66·2		70·0
Al	19·5	21·2	16·4	18·1	20·5	17·2	19·9		15·9		14·1
Fe	7·2	1·3	6·1	7·9	6·7	5·5	6·7		1·7		1·8
Mg	7·8	1·4	7·0	6·8	2·7	2·9	2·5		3·2		0·3
Ca	9·0	2·1	7·6	11·6	8·8	6·2	4·6		0·9		1·2
Na	6·8	12·7	6·3	4·8	4·5	6·0	3·1		8·1		7·1
K	1·3	5·3	2·3	1·4	1·7	3·0	4·4		4·0		5·5
a	2·9	13·0	3·4	2·1	2·9	4·7	3·9	5·1	9·6	10·2	13·0
c	4·0	2·3	3·1	4·0	6·7	4·3	6·5	6·0	2·9	2·7	1·5
f	13·1	4·7	13·5	13·9	10·4	11·0	9·6	8·9	7·6	7·1	5·5
k	0·89	0·92	1·07	0·97	1·25	1·29	1·34	1·1	1·45	1·31	1·67

	10		11		12	13	14	15		16	17	17 *b*
Si	70·2		69·4		69·5	50·6	55·4	69·3		64·6	68·1	61·1
Al	15·1		14·3		13·6	14·7	18·5	16·8		14·0	14·0	18·7
Fe	1·5		1·9		1·6	7·9	6·0	1·3		5·7	2·6	0·5
Mg	0·4		0·4		0·4	7·4	3·2	0·1		2·5	1·2	1·7
Ca	1·0		0·1		0·7	10·8	5·3	2·7		4·3	2·6	1·2
Na	6·3		7·6		8·3	6·1	7·0	5·6		5·4	6·2	7·2
K	5·5		6·2		5·9	2·5	4·6	3·5		3·4	5·3	9·6
a	12	12·9	14·5	14·5	15·2	2·8	5·7	8·6	9·8	5·2	9·4	13·6
c	3	3·3	0·1	0·6	—	2·0	3·4	7·2	6·5	3·0	2·0	1·4
f	4·1	3·8	5·0	4·8	4·8	15·2	10·8	4·1	3·7	11·8	8·5	4·9
k	1·71	1·59	1·57	1·53	1·44	0·92	1·05	1·87	1·57	1·55	1·61	1·1

	18	19	20
Si . . .	48·2	47·4	46·8
Al . . .	13·6	15·6	18·1
Fe. . .	12·5	11·2	5·7
Mg . .	5·6	5·7	8·5
Ca . .	10·9	10·9	11·4
Na . .	5·8	5·6	5·7
K . . .	3·4	3·5	3·7
a . . .	2·7	2·8	3·1
c . . .	2·3	2·0	2·9
f . . .	14·9	15·2	14·0
k . . .	0·8	0·81	0·8

	21 Analysenzahlen Alkalien nicht getrennt
SiO_2 . .	53·88
Al_2O_3 . .	12·04
FeO . .	9·25
MgO . .	8·83
CaO . .	7·96
Na_2O, K_2O . .	4·76

Vulcano. Fossaeruption.

	22	23	23	24	25	26	27	28	29	30	30
Si	67·6	59·6		57·7	60·2	56·2	58·6	59·0	58·9	64·1	
Al	15·1	19·4		17·0	16·5	16·3	14·3	13·8	18·6	19·8	
Fe	4·0	5·7		6·2	5·5	7·4	6·5	7·0	5·2	1·0	
Mg	0·7	3·1		4·4	3·2	4·9	0·8	0·9	1·0	2·7	
Ca	7·5	6·8		8·9	7·9	7·9	3·9	3·7	2·4	1·3	
Na	3·9	3·9		3·4	4·6	5·3	11·0	10·3	9·5	4·4	
K	1·3	1·5		2·5	1·9	2·0	4·8	5·3	4·3	6·2	
a	3·5	2·9	3·1	2·6	3·3	3·0	8·6	8·4	8·9	4·4	6·4
c	6·7	7·6	7·5	4·9	5·0	3·8	—	—	3·0	8·8	7·6
f	9·8	9·5	9·4	12·5	11·7	13·2	11·4	11·5	8·1	6·8	5·9
k	2·06	1·56	1·49	1·35	1·46	1·21	1·01	1·02	1·12	1·67	1·25

	31	31	32	33	34	35	36	37
Si . . .	74·3		62·6	60·6	69·0	58·2	60·4	59·5
Al . . .	16·6		16·9	14·6	15·4	14·3	14·3	14·3
Fe . . .	1·8		2·8	7·84	2·2	6·7	5·5	5·6
Mg. . .	0·4		1·5	0·6	2·3	5·4	5·7	3·4
Ca . . .	2·2		4·6	3·4	5·1	9·5	8·3	6·1
Na . . .	2·7		9·0	8·2	3·7	2·8	2·4	7·3
K . . .	2·0		2·5	4·5	2·3	3·1	3·3	3·7
a	4·4	8·5	7·9	7·0	4·8	2·4	2·5	5·3
c	11·3	8·3	3·7	1·0	7·4	3·4	3·9	1·6
f	4·3	3·2	8·4	12·0	7·8	14·1	13·5	13·1
k	2·64	1·46	1·35	1·19	2·14	1·34	1·48	1·195

Ätna.

	A	A'	B	C	D
Si	46·6	46·7	47·8	46·8	48·0
Al	20·4	20·3	23·3	20·8	20·4
Fe	9·6	9·2	9·0	9·3	10·1
Mg	5·6	5·7	3·2	5·4	6·0
Ca	10·5	10·8	10·1	10·8	9·8
Na	6·3	6·4	5·4	5·4	4·6
K	0·9	0·8	1·1	1·4	1·0
a	2·5	2·48	2·5	2·4	2·0
c	4·5	4·48	6·6	4·8	5·1
f	13·0	13·08	10·9	12·8	12·9
k	0·87	0·869	0·95	0·89	0·95

Rückblick.

Ustica gehört sowohl in geographischer als petrographischer Beziehung zu den Liparischen Inseln.

Die Gesteine der Insel sind Feldspatbasalte, Tuffe und andesitische Bimssteine.

Unter den Feldspatbasalten ist eine Gruppe von besonderem Interesse, welche nur Plagioklas und Olivin als Einsprenglinge führt, während der monokline Pyroxen nur in der Grundmasse auftritt; diese Basalte sind in der vorangegangenen Arbeit als Olivinfeldspatbasalte bezeichnet worden.

Die übrigen Basalte der Insel finden nahe Verwandte fast auf jeder der Liparischen Inseln und am Ätna. Einzelne Varietäten der Ätnalaven nähern sich auch den Olivinfeldspatbasalten Usticas.

Die Bimssteine weisen mit ihrer eigentümlichen Zusammensetzung auf Verwandtschaft mit den Gesteinen von Pantellaria hin.

Die Gesteine Usticas, wie auch die der Liparischen Inseln und des Ätna gehören zur pacifischen Sippe der Eruptivgesteine; es finden daher die analysierten Usticagesteine sehr nahe Verwandte in den amerikanischen Andes.

Beim Studium der Gesteinskomponenten konnte festgestellt werden, daß beim Plagioklas mit wenigen Ausnahmen normale Zonenfolge herrsche, daß ebenso beim Olivin die von Becke aufgestellte Regel: Anreicherung des schwerer schmelzbaren Magnesiasilikates

im Kern, des leichter schmelzbaren Eisensilikates in der Hülle, befolgt werde. Für die Annahme einer Art hemimorpher Ausbildung bei den Olivinkrystallen liegt kein Grund vor.

Beim monoklinen Pyroxen ließ sich Übereinstimmung der Eigenschaften mit den Pyroxenen der Andesgesteine nachweisen.

Auf die Ausscheidungsfolge der Komponenten scheint nicht nur der höhere Schmelzpunkt, sondern auch das Mengenverhältnis der im Magma gelösten Stoffe von hervorragendem Einfluß zu sein.

Anmerkung zu Tafel X.

Bei der Eintragung der Analysen ins Osannsche Dreieck wurde nach der bei Osann[1]) angegebenen Art verfahren.

Bei den Analysen mit Tonerde-Überschuß wurden zwei Punkte berechnet und durch eine Linie verbunden. Beim einen (dem mit der Marke versehenen Linien-Ende) wurde der Al-Überschuß für die Eintragung nicht berücksichtigt, wie es Becke in der Arbeit über die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes tat (d. M., XXII, pag. 215), beim andern Punkt (dem freien Ende der Linie) wurde der Überschuß von Al zu A gezogen.

Als Ordinaten für die Kieselsäure wurden die Si-Ziffern der für Atomzahlen auf 100 berechneten Analysen verwendet.

---

[1]) Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. D. M., XX, 1900, pag. 351.

XXX. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 7. November 1904 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute.
Anwesend 35 Mitglieder.

Der Präsident, Regierungsrat A. v. Loehr, begrüßt die Versammlung und erwähnt den Verlust, den die Wiener Mineralogische Gesellschaft und die Wissenschaft durch das frühzeitige Hinscheiden des Herrn Dr. Friedrich Focke, Assistenten am mineralogisch-petrographischen Institute der Universität und Sekretärs der W. M. G., erlitten hat. Die Versammlung erhebt sich zum Zeichen des Beileids von den Sitzen.

Die Geschäfte des Sekretärs wird bis auf weiteres Prof. Becke besorgen.

Geschäftliche Mitteilungen: Dem Vereine sind beigetreten:

Herr Dr. Karl Göttmann, k. u. k. Regierungsrat, Vizedirektor der Hofbibliothek, Wien, XII/$_4$, Schlöglgasse 12.

Herr Dr. J. Morozewicz, k. k. Universitätsprofessor, Krakau, Universität Collegium minus.

Herr Erich Veidl, stud. jur. (a. o.), Wien, IV., Favoritenstraße 11.

Übersiedelt sind:

Herr Dr. Hermann Tertsch nach Triest, deutsche Realschule.

Herr Ingenieur Hans Karabaček nach M.-Ostrau.

Prof. F. Becke legt mehrere Erscheinungen der neueren Literatur vor und macht insbesondere aufmerksam auf den pracht-

vollen Atlas der Interferenzerscheinungen von Dr. Hans Hauswaldt in Magdeburg, ferner auf C. Viola, Grundzüge der Krystallographie.

Vorträge:

Über das Anfärben von Silikaten mit Teerfarbstoffen.

Von W. Suida.

Vortrag, gehalten in der Sitzung der mineralogischen Gesellschaft am 7. November 1904.

Der Redner besprach zunächst die Teerfarbstoffe, ihre Eigenschaften, Einteilung und ihre Beziehungen zur Textilfaser. Bezüglich der Erklärung der Färbereivorgänge existieren im wesentlichen heute zwei Theorien, die sich diametral gegenüberstehen; die eine sieht im Zustandekommen der Färbungen rein physikalische Ursachen (mechanische Färbetheorie), die andere erklärt die Bildung der Färbung durch rein chemische Vorgänge (chemische Färbetheorie). Beide Theorien haben Berücksichtigungswerthes an sich, beide Theorien finden warme Verteidiger, beide Theorien bedürfen indes ordentlicher, tatsächlicher Stützen, und an solchen fehlte es bis in aller neueste Zeit. Das Studium des Verhaltens der Kartoffelstärke gegenüber verschiedenen Teerfarbstoffen und das hierbei konstatierte, der Baumwolle unähnliche und der Schafwolle ähnlichere Verhalten der Stärke veranlaßte den Redner, das Verhalten andrer fein pulveriger anorganischer Materialien gegenüber Lösungen der Teerfarbstoffe zu untersuchen, wobei sich zunächst ergab, daß Schwefelblumen, die Sulfate und Karbonate der Erdalkalimetalle, die Karbonate des Magnesiums, Mangans und Bleis, Aluminiumoxyd und -phosphat und Zinkoxyd von den die Stärke färbenden basischen Teerfarbstoffen gar nicht angefärbt wurden, während Kaolin, Talk, Bimssteinpulver und Kieselgur die Farbstoffe im bedeutenden Maße aufnahmen und auch festhielten. Diese letzteren Materialien waren nun gerade Kieselsäure und Silikate; sie verhielten sich nicht nur in Beziehung zu den basischen sondern auch zu den sauren Teerfarbstoffen der Kartoffelstärke gleich, indem sie von letzteren Farbstoffen gar nicht angefärbt wurden. Infolge dieser Beobachtungen untersuchte der Redner eine große Reihe möglichst reiner Silikatspezies im gepulverten Zustande bezüglich ihres Anfärbevermögens mit basischen Teerfarbstoffen, wobei sich im allgemeinen ergab, daß nur die sauren, Wasserstoff (also Hydroxylgruppen) enthaltenden

Silikate sich kräftig anfärbten, während die neutralen, basischen oder Krystallwasser enthaltenden Silikate gar keinen oder nur ganz unbedeutende Mengen Farbstoff festhielten (bedingt durch Verunreinigung des Minerales oder geringe Oberflächenabsorption). Eine Ausnahme von dieser Gesetzmäßigkeit bildete ein dunkler Augit, welcher sich deutlich angefärbt hatte. Zur Aufklärung wurden deshalb dann reinster Diopsid von Ala, Jadeit von Tibet, Spodumen aus Brasilien, Leucit von Capo di Bove und Nephelin vom Vesuv in gleicher Weise geprüft, wobei sich ergab, daß nur der Jadeit sich dem Augit ähnlich verhielt. Da nun Umwandlungen von Augit in Serpentin bekannt sind, so kann wohl diese Ausnahme von der Gesetzmäßigkeit durch eine ähnliche Umwandlung erklärt werden. Eine zweite Ausnahme von der Gesetzmäßigkeit zeigte sich beim Petalit; die leichte Hydratisierbarkeit dieses sehr sauren Silikates kann wohl hier ungezwungen zur Erklärung des Sonderverhaltens herangezogen werden. Die verschiedenen Minerale, welche Kieselsäure oder deren Hydrate sind, zeigen nur dann eine Anziehung zu den basischen Farbstoffen, wenn eben die Kieselsäure zum Teil hydratisiert ist. Hornblendeasbest wird von basischen Farbstoffen fast gar nicht, Serpentinasbest dagegen sehr kräftig angefärbt. Alle Mineralien, welche von basischen Farbstoffen angefärbt werden, verlieren diese Eigenschaft beim Glühen vollständig. Der quantitative Verlauf der Färbung wurde an einem analysierten Kaolin studiert und hierbei gefunden, daß die basischen Farbstoffe bzw. die Farbbasen in äquivalenten Mengen von dem Substrat gebunden werden, daß sich die Salzsäure des Farbsalzes hierbei mit Bestandteilen des Substrates absättigt, daß also der Hauptvorgang des Anfärbens der Silikate auf einem chemischen Prozeß beruht, dem nur in geringem Maße physikalische Ursachen parallel laufen.

Bezüglich der Details des Vortrages sei auf die betreffende in den Sitzungsberichten der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien (mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXIII, Abt. II b, Juli 1904) erschienene Publikation des Redners verwiesen.

Michael Stark, Assistent am mineralogischen Institut der Universität, spricht über:

Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus.

Ausgehend von der Annahme, daß in einem Silikatschmelzfluß verschiedene Mengenverhältnisse darin enthaltener Stoffe auch einen verschiedenen Widerstand auf das durchgehende Licht leisten[1], untersuchte ich auf Anraten meines verehrten Lehrers Professor Becke den aus der von Herrn Erzherzog Ludwig Salvator auf Ustica (Liparische Inseln) gesammelten Gesteinssuite stammenden andesitischen Bimsstein hinsichtlich seines Brechungsexponenten und ebenso den liparitischen Bimsstein von der Insel Lipari.

Da sich dabei ein ziemlicher Unterschied der Brechungsexponenten herausstellte, wurde die Untersuchung auch auf andere Bimssteine, auf Obsidiane und andere natürliche Gläser ausgedehnt.

Zur Untersuchung standen die Gesteinsgläser der beiden Universitätsinstitute zur Verfügung, wofür ich meinem Lehrer Herrn Prof. F. Becke und Herrn Hofrat G. Tschermak, der mir auch noch die Benutzung der Gesteinsschliffsammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes in liebenswürdigster Weise gestattete, aufs beste danke.

Außerdem hatte mir Herr Regierungsrat Prof. F. Berwerth in zuvorkommenster Weise die sehr reichhaltige Sammlung des Hofmuseums zum Studium überlassen, wofür ich ihm aufs herzlichste danke.

Da natürlicherweise analysiertes Material am meisten erwünscht war, so bin ich zu ganz besonderem Danke den Herren Helge Bäckström[2]), Professor in Stockholm, und E. Cohen[3]), Professor in Greifswald, verpflichtet, welche die Güte hatten, Proben analysierten Materials zu übersenden.

---

[1]) Siehe hierzu Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie, pag. 157.

[2]) H. Bäckström, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. Bihang Till K. svenska vet. akad. Handling., Band 16, Afd. II, Nr. 5.

[3]) E. Cohen, Über Laven von Hawaii und einigen anderen Inseln des Großen Ozeans nebst einigen Bemerkungen über glasige Gesteine im allgemeinen. N. Jahrb. f. M. G. P., 1880, II. Bd., pag. 23.

Die Bestimmung des Brechungsexponenten erfolgte nach der Methode der Beckeschen Lichtlinie [1]), indem getrachtet wurde, durch Mischung eine Flüssigkeit herzustellen, welche den gleichen Brechungsexponenten mit dem zu untersuchenden Glas hatte.

Mit Hilfe des kleinen, für diese Zwecke ziemlich ausreichenden Refraktometers von Bertrand wurde dann der Brechungsexponent der betreffenden Flüssigkeit bestimmt.

Als Mischflüssigkeiten wurden als die zweckmäßigsten absoluter Alkohol und Benzol, ferner Benzol und Monobromnaphtalin befunden, welche Mischungen auch sonst im Institut Becke für derartige Bestimmungen im Gebrauche sind. Nur in einem Falle mußte zu Methylenjodid gegriffen werden.

Dem Brechungsexponenten des Benzols liegen die Brechungsexponenten vieler Gläser recht nahe und an und für sich ist diese Flüssigkeit bei derartigen Arbeiten wegen leichter Reinigung der Objektträger etc. sehr praktisch, wobei allerdings wegen schneller Verdunstung des Benzols und daraus folgender Änderung des Brechungsexponenten etwas rasch gearbeitet werden muß. Vermag man die in Arbeit befindliche Mischflüssigkeit im Fläschchen auf gleichem Volumen zu erhalten, so ist nicht nötig, jedesmal mit dem Bertrand den Brechungsexponenten zu bestimmen, wenn man stets eine gleiche Anzahl von Tropfen der stärker oder schwächer lichtbrechenden Flüssigkeit in die Mischflüssigkeit träufelt, was mit Hilfe einer Pipette sehr leicht ist, da dann die betreffende Tropfenmenge als lineare Funktion gelten kann und man bloß den Brechungsexponenten der Endglieder zu bestimmen braucht. Allerdings ist es nicht gut, die beiden Endglieder mehr als etwa 2 Teile der Bertrandschen Skala auseinandergehen zu lassen.

Das zu untersuchende Material wurde in Pulverform angewendet, wobei die Zerkleinerung ohne Nachteil bis zu jenem Stadium getrieben werden kann, in welches quantitativ zu analysierendes Gesteinspulver gebracht zu werden pflegt.

Es genügt dann bei geringer Materialmenge ein Gesteinskorn von nicht einmal Erbsengröße, von dessen Pulver man mit einer

---

[1]) F. Becke, Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. Wiener Akad., Juli 1893.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden 1900.

Messerspitze eine sehr kleine Menge auf den Objektträger bringt. Um Verdunstung der Flüssigkeit (besonders bei Monobromnaphtalin mit Benzol) hintanzuhalten, hält man das Deckgläschen unter spitzem Winkel an den Objektträger und läßt es in dem Augenblick fallen, in dem 1 oder 2 Tropfen der Mischflüssigkeit auf das Material gelangen.

Da die natürlichen Gläser, besonders die basischen, nicht immer homogen sind, empfiehlt es sich, eine etwas größere Menge oder kleine Proben von verschiedenen Stellen des Handstückes zusammenzupulvern.

Verzeichnis der untersuchten Gesteine nebst Literaturangaben.

(Die Nummern, welche für die Eintragung in die später folgende Tabelle verwendet wurden, sind in runde Klammern gesetzt, ferner ist bei diesen Nummern ebenfalls in Klammern bemerkt, welche Analysen zur Eintragung verwendet wurden.)

		Brechungsexponent
1.	Pechstein. Schwarz, pechglänzend, schwach kantendurchscheinend. Sumatra	1·48
2.	Pechstein. Grauschwarz, schwach kantendurchscheinend, pechglänzend. Geschiebe. Batavia auf Java	1·484
(3.)	Obsidian. Grünlichschwarzes, gut kantendurchscheinendes Glas. Class Cliffs. Nevada	1·485
(4.)	Obsidian. Bei einigen Millimetern Dicke noch durchsichtiges Glas vom selben Fundort	1·486*
	Nr. 3, 4. Liparitischer Obsidian: H. S. Washington, Chemical analyses of igneous rocks, Washington 1903, pag. 127, 149, 175. (Mittel der drei Analysen.)	
5.	Obsidian. Schwarz, kantendurchscheinend. Berg Ophyr, Westküste von Sumatra	1·487
(6.)	Obsidian. Grauschwarzes, bei einigen Millimetern Dicke noch durchsichtiges Glas. Navajas Jalisco, Mexiko	1·487
(7.)	Obsidian. Anderes ziemlich ähnliches Stück vom selben Fundort.	1·487
	Nr. 6, 7, Liparitischer Obsidian: Washington, pag. 151, 155. (Mittel der zwei Analysen.)	
8.	Liparit. Perlitisch, grauschwarz, schwach kantendurchscheinend. Südliches Ufer des Rotokakahi-Sees. Neu-Seeland	1·488
9.	Obsidianporphyr. Pechsteinartig, grauschwarz, schwach kantendurchscheinend. Fuß des Tauhura am Nordufer des Taupo-Sees, Neu-Seeland	1·488
	Nr. 8, 9. Liparit etc. Analysen: Roth, Beiträge zur Petrogr. d. plut. Gesteine. Berlin 1869, pag. 89. — Roth, Chemische Geologie, II, pag. 236. — J. Park and F. Rutley, Notes on the Rhyolites of the Hauraki Goldfields (New Zealand). Quart. Journ. Geol. Soc., London, V. LV, 449—469, 1899.	

Brechungsexponent

10. Obsidian. Grünschwarzes, kantendurchscheinendes Glas. Regla, Mexiko . . . . 1·488
11. Obsidian. Schwärzlichgraues, bei einigen Millimetern Dicke noch durchsichtiges Glas. Geschiebe. Kamtschatka . . . . 1·488
12. Obsidian. Grauschwarz, glasglänzend, kantendurchscheinend. Geschiebe. Batavia . . . . 1·488
13. Obsidian. Grau, durchsichtig bis durchscheinend. An der Straße Fontanka und Elyarskaja, 30 Werst nördlich Eriwan, Russisch-Armenien . . . . 1·489
14. Obsidian. Rauchbraunes, bei zwei Millimetern Dicke noch durchsichtiges Glas. Le Puj, Haute Loire, Frankreich . . . . 1·489
(15.) Obsidian. Grauschwarzes, bei etwa 1 *mm* Dicke noch durchsichtiges Glas. Liparische Inseln . . . . 1·489
(16.) Obsidian. Ähnlich dem vorangegangenen. Vom selben Fundort. 1·489
(17.) Obsidian. Graues, dickröhriges, etwas durchsichtiges Glas. Liparische Inseln . . . . 1·489

Nr. 15, 16, 17. Liparitobsidian, liparitischer Bimsstein: A. Bergeat, Die äolischen Inseln. Abhandl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss., II. Kl., XX. Bd., 1. Abt., pag. 263. (Mittel aus den drei Obsidiananalysen.)

18. Obsidian. Bei einigen Millimetern noch durchsichtiges, grauliches Glas. Bruchstücke von altägyptischen Werkzeugen (Messer etc.) 1·489
19. Obsidian. Schwarzes, gut kantendurchscheinendes Glas. Mono Cratero, Kalifornien . . . . um 1·49

Liparit: Washington etc., pag. 151.

20. Obsidian. Schwarzes, gut kantendurchscheinendes Glas. Yellowstone Nationalpark, Wyoming . . . . 1·49
21. Obsidian. Graues, kantendurchscheinendes Glas. Milos . . . . 1·49

Liparite: Roth, II, pag. 229.

22. Obsidian. Grauschwarzes, kantendurchscheinendes Glas. Ols Tokay . . . . 1·49
23. Obsidian. Grauschwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Tokay . . . . 1·49
24. Obsidian. Grauschwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Tokay . . . . 1·49
25. Obsidian. Schwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Erdöbanya, Tokay . . . . 1·49

Nr. 22—25. Liparit, Obsidian, Bimsstein: Roth, Beiträge z. Petr. d. plut. Gest., 1869, pag. 91. — Roth, II, pag. 226.

26. Obsidian. Nr. 6 u. 7 äußerlich ganz ähnliches Glas von Navajas Jalisco, Mexiko (siehe Nr. 6, 7) . . . . 1·49
27. Obsidian. Graues, bis zu 2 *mm* Dicke durchsichtiges Glas. Frascati, Rom . . . . 1·491

		Brechungsexponent
28.	Obsidian. Grauschwarzes, kantendurchscheinendes Glas. Tokay (siehe Nr. 22)	1·491
29.	Liparitpechstein. Rauchbraunes, bei etwa $1^1/_2$ *mm* noch durchsichtiges Glas. Ponzainsel	1·492
	Liparit, Pechstein etc.: Roth, II, pag. 225. — Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 255.	
30.	Obsidian. Bräunliches, bei mehr als 1 *cm* Dicke noch durchsichtiges Glas. Class Cliffs, Nevada (siehe Nr. 3)	1·493
31.	Bimsstein. Weiß, sehr fein schaumig. Borneo, Westküste	um 1·493
32.	Bimsstein. Weiß, röhrig. Sumatra, Südwestküste	1·494
33.	Obsidianporphyr. Restierendes Glas schwarz, undurchsichtig. Kozelniker Tal bei Schemnitz	1·495
	Liparite, Obsidiane, Bimssteine etc.: Roth, Gesteinsanalysen, Berlin 1861, pag. 11, 14, 15. — Roth, Beitr. z. Petr. d. plut. Gesteine, 1869, pag. 89. — Roth, Chemische Geologie, II, pag. 226—310, 321. [Andesite.] — Rosenbusch, Gesteinslehre, 255, 266.	
34.	Obsidian. Schwärzlich, etwas weniger gut durchsichtig als Nr. 6, 7, 26. Navajas, Mexiko (siehe Nr. 6)	1·495
35.	Obsidian. Weißlich graubraunes, kantendurchscheinendes Glas. Guanaco, Taltal, Chile	1·495
36.	Obsidian. Ähnlich Nr. 6 und 7, jedoch mit Seidenschimmer infolge feiner langgezogener Hohlräume. Mexiko (siehe Nr. 6)	1·496
37.	Pechstein. Das eine Stück grünlich, das andere rötlich. Meißen, Sachsen	1·496
	Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 266.	
38.	Pechstein. Grauschwarzes Glas, bei etwa 1 *mm* Dicke noch durchsichtig. Neuseeland (siehe Nr. 8)	1·497
39.	Liparit. Perlgraues, etwas zersetztes Gestein. Schwach kantendurchscheinend. Euganeen	1·497
	Liparit etc.: Roth, Beitr. z. Petr. d. plut. Gest., 1869, pag. 87, 91. — Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 255; Trachyt: pag. 266.	
40.	Bimsstein. Grau. Vas Hegy Telki-Banya. N.-O. Göncz (siehe Nr. 33)	1·497
41.	Bimsstein. Weiß, seidenglänzend. Andernach am Rhein	1·497
42.	Bimsstein. Grauweiß. Krakatao, 1884	1·498
	Andesite etc. bis 72% SiO_2 im Bimsstein: N. J. f. Min., Geol., Paläont. etc., 1884, II, pag. 33; 1885, I, 439; 1894, I, 278.	
43.	Bimsstein. Weiß, seidenglänzend. Konglomerat. Rotorua, Neu-Seeland (siehe Nr. 8)	1·498
44.	Bimsstein. Weiß. Sumatra	1·498
45.	Obsidian. Grauschwarz, gut kantendurchscheinendes Glas. Neu-Seeland (siehe Nr. 8)	1·499

		Brechungs-exponent
46.	Bimssteinartiges, grauweißes Gestein mit vielen Krystallausscheidungen. Schemnitz (siehe Nr. 33)	1·499
(47.)	Bimsstein. Weiß, seidenglänzend. Liparische Inseln	1·5
(48.)	Bimsstein. Weiß, seidenglänzend, etwas kompakter. Liparische Inseln	1·5
	(Nr. 47, 48. Bimsstein: Bergeat, Äolische Inseln, pag. 265.)	
49.	Bimsstein. Grauweiß. Krakatao, 1883 (siehe Nr. 42)	1·5
50.	Bimsstein. Grauweiß, feinfaserig. Wakato River, Neu-Seeland (siehe Nr. 8)	um 1·5
51.	Bimsstein. Weiß, seidenglänzend. Insel Bourbon	1·5
	Phonolith: Roth, II, pag. 250. — Trachyte: Min. Mitt., 1875, pag. 217; 1876, pag. 39.	
(52.)	Obsidian. Schwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Hekla, Island	1·5
(53.)	Obsidian. Grünlichschwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Hekla	1·5
(54.)	Obsidian. Grün bis schwarzbraunes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Hekla	1·5
	(Nr. 52, 53, 54. Liparitischer Obsidian: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 13.)	
55.	Obsidianporphyr. Etwas verwittert. Restierendes Glas schwarz, undurchsichtig. Telkebanya, Ungarn (siehe Nr. 33)	1·5
56.	Obsidian. Graues, schwach kantendurchscheinendes Gestein. Arran, Schottland	1·5
	Pechstein: Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 266. — Andesitpechstein: Washington, Chem. Analys., pag. 423.	
57.	Obsidian mit Sphärolithen. Rauchbraunes, gut kantendurchscheinendes Glas. Island (siehe Nr. 52)	1·5
58.	Perlsteinporphyr. Restierendes Glas schwarz, undurchsichtig. Hliniker Tal, Schemnitz	1·5
(59.)	Perlstein. Grau, schwach kantendurchscheinend. Schemnitz	1·5
(60.)	Perlstein. Grüngrau, schwach kantendurchscheinend. Hliniker Tal bei Schemnitz	1·5
	Nr. 58, 59, 60 siehe Nr. 33. (Mittel aus Analyse Nr. 8 und 14: Natur d. Glasbasis etc., D. M. VIII, pag. 443.)	
61.	Obsidian. Schwärzliches, bei 2 *mm* Dicke noch vollkommen durchsichtiges Glas. Krakatao (siehe Nr. 42)	1·5
62.	Obsidian. Schwarzes, kaum kantendurchscheinendes Glas. Hrafntimurhygur a. d. Krafla, Island (siehe Nr. 52)	1·501
63.	Obsidian. Grünschwarzes, gut kantendurchscheinendes Glas. Elora, Ostindien	1·501
64.	Obsidian. Grünlichgrau-schwarzes Glas, bei etwa 1 *mm* Dicke noch gut durchsichtig. Mayor Island, Neu-Seeland (siehe Nr. 8)	1·501

Brechungsexponent

65. Als Liparit bezeichnetes perlgraues Gestein, Nr. 39 ähnlich, aber weniger verwittert. Catjao i. d. Euganeen b. Padua (siehe Nr. 39) . . . . 1·502

(66.) Bimsstein. Liparitisch, hellgrau. Varö, Lofoten . . . . . . 1·503

Liparit, Bimsstein: Helge Bäckström, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken. Bihang till k. svenska vet. akad. Handling, Bd. 16, Afd. II, Nr. 5, pag. 25. Stockholm 1890.

(67.) Bimsstein-Weiß, seidenglänzend. Santorin-Erde. (Beim Hafenbau von Triest verwendet) . . . . 1·503

Liparit, Bimsstein etc.: Roth, Gesteinsanalysen. pag. 11, 12. — Bul. soc. minér. Fr., 1878, 46—48. — Roth, II, pag. 3[illegible]4. (Mittel aus Analyse 17, pag. 11 aus Roth, und Analyse aus Bul. soc. etc.) — Ferner Roth, Beitr. z. Petr. d. plut. Gest., 1869, pag. 125, 127; 1873, pag. 49.

68. Bimsstein. Ziemlich kompakt, mit viel Krystallausscheidungen. Oberstuben, Ungarn (siehe Nr. 33) . . . . 1·503

69. Bimsstein. Rötlich gefärbt. Krakatao (siehe Nr. 42) . . . . 1·503

70. Bimsstein. Graulichweiß. Hekla (siehe Nr. 52) . . . . 1·503

71. Perlstein. Graulichweißes, porzellanartiges Gestein mit viel Krystallausscheidungen. Cap de Gates, Spanien . . . . 1·504

Liparit: Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 267. — Roth, II, pag. 223, 375; Trachyt: 245; Andesit: 323. — Z. d. g. Ges., XLIII, pag. 695.

72. Perlstein. Weißgraues, porzellanartiges Gestein mit viel Krystallausscheidungen. Monte nuovo . . . . 1·504

Trachyt etc. etc. Gegend von Neapel: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 18, 19, 20. — Ferner Roth, II, pag. 241, 245, 247. — Rosenbusch, Gesteinslehre, pag. 280. — Washington, pag. 195, 259. — Min. Mitt., 1872, pag. 229—235.

73. Obsidian. Schwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Hekla (siehe Nr. 52) . . . . 1·504

(74.) Obsidian. Schwarzes, schwach kantendurchscheinendes Glas. Kugelförmige, haselnußgroße Gebilde, welche nicht alle gleichartig sind; manche Stücke sind grünlich durchsichtig. Knollen aus dem Rhyolithtuff der Pinguinbai, St. Paul . . . . 1·506

Roth, Beitr. z. Petr. d. plut. Gest., 1869, pag. 89. (Analyse 8.) — Ferner Roth, II, pag. 237.

75. Perlit. Grau, schwach kantendurchscheinend. St. Paul (siehe Nr. 74, ferner Roth, B. z. P. d. p. G., 1869, pag. 91) . . . . . . 1·508

76. Bimsstein. Grau. Monte Somma (siehe Nr. 72) . . . . . . 1·509

77. Bimsstein. Rötlich, feinfaserig. Monte Somma (siehe Nr. 72) 1·509

78. Palagonit. Habichtswald, Hessen . . . . 1·51

79. Bimsstein. Graulichweiß. Rotaro auf Ischia (siehe Nr. 72) 1·51

Brechungsexponent

80. Obsidian. Schwarzes, kaum kantendurchscheinendes Glas. Eskiford, Island . . . . nm 1·512
81. Obsidian. Schwarzes undurchsichtiges Glas mit ausgeschiedenen Krystallen. Ischia (siehe Nr. 72) . . . . um 1·512
82. Bimsstein. Bräunlich. Brasilien, Comarca dos Ilheo, Cap Bahia. Soll aus dem Innern des Landes stammen . . . . . . 1·514
(83.) Obsidian. Schwarzbraunes, gut kantendurchscheinendes Glas. Pic von Teneriffa (Pico Teyde) . . . . 1·517

Nephelingesteine: Roth, II, pag. 296; Angitandesit etc., Obsidian 61% SiO_2, Bimsstein: pag. 330; ferner Roth, Gesteinsanalysen, pag. 35. — Roth, Beitr. z. Petr. d. plut. Gest., 1869, pag. 127. — Rosenbusch, Gesteinslehre Phonolithobsidian, pag. 292. — [Liparitobsidian von Teneriffa? D. M., VIII, pag. 440.]

(Mittel aus dem Obsidian mit 61% [Roth, pag. 330] und Analyse in Rosenbusch, pag. 292.)

84. Bimsstein. Grau, etwas zersetzt. Urnitz am Rhein . . . . 1·519

Trachyt etc. etc.: Roth, II, pag. 242. — N. J. f. Min., G., P., 1880, 2. 74.

(85.) Bimsstein. Aschgrau. Neu-Britannien . . . . 1·52

Andesitischer Bimsstein. (Analyse: Cohen. N. J. f. Min. G. u. P. 1880, II, pag. 41.)

86. Bimsstein. Aschgrau. Mit viel Krystallausscheidungen. Stabiae (siehe Nr. 72) . . . . 1·522
87. Obsidian. Blasige, schwarze, glasige Lava mit ziemlich viel Krystallausscheidungen. Ischia (siehe Nr. 72) . . . . 1·522
88. Obsidian. Schwarz, undurchsichtig. Monte Cuma, auf der Meeresseite (siehe Nr. 72) . . . . nm 1·523
89. Bimsstein. Bräunlich, zersetzt. Insel Bourbon (siehe Nr. 51) 1·523
90. Bimsstein, geglüht durch längere Zeit. Rosarot . . . . um 1·523
(90'.) Bimsstein, ungeglüht. Weißgrau. seidenglänzend. Galopagos-Inseln. Indefatigable . . . . 1·527

(Andesit-Bimsstein. Eigene Bestimmung: Auf reine Substanz berechnet [5·88 Glühverlust] 67·36% SiO_2, 14·38 Al_2O_3, 6·94 Fe_2O_3. Siehe auch D. M., 1876, pag. 137.) — Andesit: Washington, pag. 421.

91. Bimsstein. Graubraun. Mit ziemlich viel Krystallausscheidungen. Demavend . . . . 1·523

Trachyt: Roth, II, pag. 249.

92. Bimsstein. Grünlichgrau, durchscheinend, teilweise kompaktes Glas. Vera crus, Mexiko . . . . 1·523
93. Obsidian. Grünschwarzes, kantendurchscheinendes Glas. Ätna 1·524

Andesit etc.: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 33, 35.

94. Bimsstein. Weiß, seidenglänzend. Vesuv (siehe Nr. 72) . . . . 1·524

Obsidian: D. M., VIII, pag. 475. — Bimssteine: Roth, II, pag. 277; III, pag. 500.

		Brechungsexponent
95.	Bimsstein. Grau. Einzelne Stücke aus dem Bimssteinsand von Ustica. Andesitbimsstein (vgl. hierzu: Die Gesteine von Ustica etc. D. M. XXIII, pag. 520)	1·524
(96.)	Bimsstein. Braun. Ischia (siehe Nr. 72)	1·525
	(Analyse Nr. 4, pag. 18 aus Roths Gesteinsanalysen.)	
97.	Bimsstein. Grauweiß. Größter Teil des Bimssteinsandes von Ustica (siehe Nr. 95)	1·526
98.	Palagonit. Braun. Seljardale, Island	1·526
(99.)	Bimsstein. Braun. Shoal Point, Spitzbergen	1·527
	Andesitbimsstein: Bäckström (siehe Nr. 66, pag. 31).	
(100.)	Bimsstein. Grau, seidenglänzend. Rombleta-Kegel. Ostabhang von Teneriffa (siehe Nr. 83)	1·528
101.	Bimsstein. Weiß. Vesuv (siehe Nr. 94)	1·529
102.	Bimsstein. Weiß. Botara, Ischia (siehe Nr. 96)	1·529
(103.)	Bimsstein, andesitischer. Schwarz. Shoal Point, Spitzbergen (siehe Nr. 66, pag. 29)	1·529
104.	Bimsstein. Rosarot. Der analysierte Bimsstein von Ustica. (Geglüht)	1·529
(104′.)	Bimsstein. Grauweiß. Der analysierte Bimsstein von Ustica. (Ungeglüht) (siehe Nr. 95)	1·530
105.	Bimsstein. Grau. Liparische Inseln	1·530
	Andesitische Bimssteine der liparischen Inseln (siehe Nr. 47): Bergeat: Salina, Filicudi, Vulcano.	
106.	Bimsstein, andesitischer. Schwarz. Shoal Point, Spitzbergen. (Einzelnes Stück) (siehe Nr. 66)	1·530
(107.)	Bimsstein, andesitischer. Schwarzbraun. Fischerhalbinsel. (Analysiert) (siehe Nr. 66 pag. 31)	1·530
(108.)	Bimsstein, andesitischer. Schwarz. Vadsö. (Analysiert) (siehe Nr. 66, pag. 29)	um 1·531
109.	Phonolithasche. Weißgrau. Monte nuovo, Neapel (siehe Nr. 72)	1·532
110.	Bimssteinartiger Trachyt. Schwarz, bunt angelaufen. Cerco del Picovieja, Kanarische Inseln (siehe Nr. 83)	1·535
111.	Asche, vulkanische. Weißgrau. Bedeckung von Pompei (siehe Nr. 72)	1·532
112.	Bimssteinartige Lava. Grauweiß. Mit Krystallausscheidungen. Cap Miseno (siehe Nr. 72)	1·536
113.	Basalttuff. Schwarzes Glas. Rapillo-Bruch, Ustica (siehe hierzu Tuffe von Ustica, D. M. XXIII, Bd., pag. 517)	1·546
114.	Sand, vulkanischer. Fondo de la Chahorra, Tenerifa.	von 1·53—1·56
	Basalt etc.: Roth, II, pag. 355. — Ferner Roth, Beitr. z. Petr. etc., 1869, pag. 113.	
115.	Basaltische Schlacke. Braun. Quardia di miezzu, Ustica	um 1·550

Brechungsexponent

116. Basaltische Schlacke. Schwarz. Quardia di miezzu, Ustica . . . . . . 1·550

117. Asche, vulkanische. Schwarz. Vesuv . . . . . . um 1·555
Asche mit 54% SiO_2: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 25. — Beitr. z. Petr. d. plut. Gest. etc., 1869, pag. 101, 102; 1873, pag. 41.

(118.) Bimssteinartige Schlacke. Viel Krystallausscheidungen. Schwarz. Tempelbai, Spitzbergen . . . . . . 1·555
Bimssteinartige Schlacke von basischem, olivinführendem Augitandesitbimsstein: Bäckström (siehe Nr. 66, pag. 37.)

119. Basaltische Schlacke. Schaumig, braun. Klech, Steiermark . . . . . . von 1·545—1·58

120. Basaltische Schlacke. Braunschwarz. Aus dem Tuffe des Rapillobruchs, Ustica . . . . . . um 1·565

(121.) Tachylit. Schwarz. Bobenhausen im Vogelsgebirge. von 1·56–1·577
(Mittel aus Analyse 2*a*, pag. 41, Roth, Gesteinsanalysen, und Analyse V, Roth, II, pag. 367.)

122. Glasige Augitandesitlava. Graulichschwarz. Krakatao . um 1·57

123. Sand, vulkanischer. Schwarz. Insel Ferdinandea . . . um 1·575
Basaltische Schlacken, Lapilli etc.: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 42. — Roth, II, pag. 355.

124. Basaltauswürfling. Bimssteinartig, schwarz. Cumbre viejae, Palma (siehe Nr. 114) . . . . . . um 1·58

(125.) Tachylit. Schwarz, glasglänzend. Dransfeld bei Göttingen . . . . . . von 1·565–1·582
(Mittel aus Analyse II, III, pag. 367, Roth, II.)

126. Tachylit. Schwarz, glasglänzend. Hessen . . . . . . von 1·565–1·59

(127.) Tachylit. Blauschwarz, glasglänzend. Bobenhausen (siehe Nr. 121) . . . . . . von 1·57–1·592

128. Sideromelan. Morfall, südliches Island . . . . . . von 1·562–1·64

129. Asche, vulkanische. Schwarz, undurchsichtig. 1852. Ätna von 1·565–1·599
Basaltische Aschen v. Ätna: Roth, Gesteinsanalysen, pag. 42. — Roth, Beitr. z. Petr. etc., 1869, pag. 129. — Roth, II, pag. 342.

(130.) Basaltbimsstein. Pélés Haar. Sehr dünnfädig mit größeren Lavatränen. Kilauea, Sandwich-Inseln . . . . . . um 1·594

(131.) Basaltbimsstein. Pélés Haar. Dickerfädig, vom selben Fundort. (Das Material verdanke ich Herrn Professor Cohen; es ist zwar nicht das analysierte Material, soll ihm aber gleich sein) . . um 1·594
(Nr. 130, 131, Analyse 6 aus Cohen, N. J. f. M. G. P., 1880, II, pag. 41.)

(132.) Sordawalit. Blauschwarz. Undurchsichtig. Sordawala, Finnland . . . . . . um 1·6
(Nach zwei Analysen aus Dana, System of Mineralogy, 1868, pag. 244.)

		Brechungs-exponent
133.	Basaltbimsstein. Pélés Haar. Sehr dünnfädig. Kilauea, Sandwich-Inseln	1·67
	Vergleiche hierzu die von B. Sillimann jr. veröffentlichte Analyse von einem Pélés Haar mit nur 39·74% $Si O_2$: N. J. f. M., G., P., 1880, II, pag. 26.	

NB. Um 1·608 liegen auch die Brechungsexponenten von Akmitschmelzen. Sie steigen und sinken je nachdem sich Magnetit und Akmit noch nicht oder schon ausgeschieden hat.

Der Brechungsexponent eines Stückes Moldawit betrug 1·495.

Gewisse Stoffe üben einen ganz charakteristischen Einfluß auf den Brechungsexponenten krystallisierter Verbindungen aus. So sind beispielsweise alle Minerale, welche Titan oder Zirkon in größerer Menge enthalten, durch hohen Brechungsexponenten charakterisiert.

Ähnlich verhalten sich eisenreiche Verbindungen. So sehen wir auch beim Olivin, beim rhombischen Pyroxen mit der Zunahme des Eisens den Brechungsexponenten steigen.

Andere Stoffe wieder, beispielsweise Kieselsäure, zeigen in ihren Verbindungen relativ niedrigen Brechungsexponenten.

Diese Eigentümlichkeiten sind bedingt durch das spezifische Brechungsvermögen der Stoffe [1]), welches durch Gladstone formuliert worden ist. Danach ist $\frac{n-1}{d}$ eines Körpers konstant.

Dieselben Einflüsse nun, welche in krystallisierten Verbindungen sich geltend machen, zeigen sich auch da, wo verschiedene Stoffe eine Lösung bilden, wie wir es bei den natürlichen Gläsern finden. Bei den meisten Verbindungen wird bei der Krystallisation ein kleineres Volumen angenommen und es wird der Brechungsexponent auch durch die Art der Molekularstruktur verändert. Deswegen wohl erhält man bei der Prüfung des Gladstoneschen Gesetzes bei krystallisierten Körpern häufig etwas abweichende Werte.

Diese Momente fallen bei den natürlichen Gläsern, wo man von größeren Spannungsverhältnissen wird absehen können, weg.

Überblickt man die Stoffe, die in berücksichtigungswerter Menge in den Gesteinen vorkommen, so ist es vor allen die Kieselsäure, die darin ihren Einfluß geltend machen wird, da sie an Menge die andern Komponenten meist weit übertrifft.

[1]) Siehe hierzu Rosenbusch, Physiographie, pag. 157, 158.

Es ist daher zu erwarten, daß je mehr Kieselsäure im Schmelzfluß vorhanden ist, eine um so größere Annäherung an die selbständigen Modifikationen von SiO_2 hinsichtlich des Brechungsexponenten stattfinden wird.

In entgegengesetzter Weise werden sich Tonerde, Eisen etc. verhalten, welche den Brechungsexponenten heben werden. Den Einfluß des Eisens kann man insofern etwas herabsetzen, indem durch längeres Glühen des Glases Eisenerze auskrystallisieren. (Siehe Nr. 90 und 104.)

Die Tonerde bewegt sich in den natürlichen Gläsern meist in viel engeren Grenzen als die Kieselsäure und Eisen + Magnesium + Calcium.

Wie man aus der Zusammenstellung der untersuchten Gesteinsgläser ersieht, läßt die Durchsichtigkeit oder die Farbe des Glases durchaus nicht seine chemische Natur erschließen. Nur sind im allgemeinen die basischen Gläser (Basalte etc.) am undurchsichtigsten. Die Undurchsichtigkeit wird häufig bedingt durch Krystallausscheidungen, bei den basischen Gläsern meist durch Magnetit. Viel eher aber als Farbe und Durchsichtigkeit läßt der Brechungsexponent einen Rückschluß auf die Natur des Gesteinsglases zu.

Man ersieht das ohne weiteres aus der Anordnung im vorangegangenen Verzeichnis. Die liparitischen Gläser haben im großen und ganzen einen Brechungsexponenten zwischen 1·458 und 1·515, die andesitischen, trachytischen, phonolithischen etc. zwischen 1·515 und 1·54, die basaltischen über 1·54. Den höchsten Brechungsexponenten (1·67) hat ein Basaltglas (Pélés Haar) vom Kilauea, Sandwichinseln.

In der folgenden Tabelle ist der Versuch gemacht, die Änderung des Brechungsexponenten darzustellen durch die Änderung der SiO_2 Menge im Glase. Der Brechungsexponent ist auf der unteren Linie der Tabelle abzulesen.

Von jenen Gesteinen, deren Analyse vorlag, oder von denen vorauszusetzen war, daß das untersuchte Stück einem Materiale entspreche, das analysiert worden war, wurden über den gefundenen Brechungsexponenten die Kieselsäure des für wasser- und gasfreien auf 100 berechneten Gesteins in der Tabelle aufgetragen.

Da die anderen Stoffe in ihrem sehr wechselnden Mengenverhältnis ebenfalls ihren Einfluß üben, ferner die verwendeten Ana-

lysen nicht immer der Zusammensetzung des untersuchten Materiales entsprechen, so kann sich keine Linie ergeben, sondern nur ein mit Punkten besetztes Band.

Die sauren Gläser sind meist außerordentlich homogen, für sie gibt es in der Regel einen sehr gut angebbaren Brechungsexponenten; die basischen Gläser neigen, wie schon Lagorio bewiesen hat, sehr zur Auskrystallisation, infolgedessen schwankt der Brechungsexponent innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Dies wurde durch Pfeile in der vorliegenden Tabelle ausgedrückt.

Es lag nun nahe, das Gladstonesche Gesetz hinsichtlich seiner Anwendbarkeit auf natürliche Gläser zu prüfen.

Geeignetes analysiertes Material stand mir nicht zur Verfügung, denn die Bimssteine sind deswegen für derartige Untersuchungen nicht geeignet, weil man trotz feinster Pulverung wegen der unzähligen winzigsten Gasporen im Glase das spezifische Gewicht zu klein findet.

Geeigneter sind hierzu die liparitischen Obsidiane.

Die basischen Gläser sind wegen der durch Auskrystallisation veränderten Grundmasse, wobei man zwar durch die Analyse die Zusammensetzung des ganzen Gesteins, nicht aber die des restierenden Glases kennt, zu Untersuchungen ebenfalls ungeeignet.

Von den natürlichen basischen Gläsern bietet nur eines Aussicht auf Erfolg: Pélés Haar.

Um nun wenigstens einigermaßen die Gültigkeit des Gladstoneschen Gesetzes zu prüfen, wurden 3 Analysen von Gläsern, von denen vorauszusetzen war, daß sie dem untersuchten Materiale entsprechen, daraufhin untersucht.

Den nach dem Gladstoneschen Gesetz geforderten Brechungsexponenten erhält man nach der Formel[1])

$$n = d \times c + 1$$

wo n den berechneten Brechungsexponenten, d die Dichte, c das spezifische Brechungsvermögen des Körpers bedeutet.

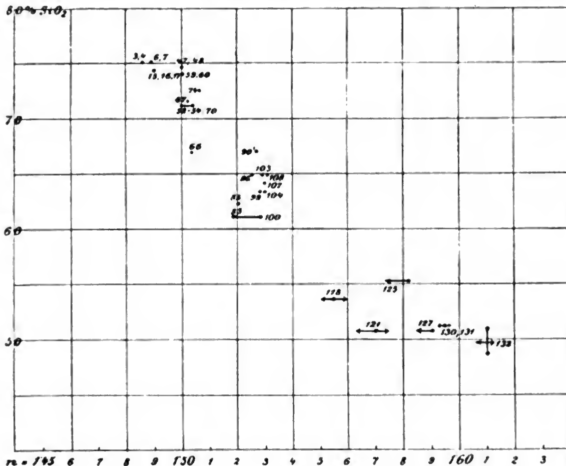
Das spezifische Brechungsvermögen c des Körpers aber findet man, wenn p_1, p_2, p_3 . . . ., die prozentischen Mengen der in einem Körper enthaltenen Stoffe, wie sie sich aus der Analyse ergeben,

[1]) Siehe hierzu Rosenbusch, Physiographie etc., I, pag. 157, 158.

$m_1, m_2, m_3 \ldots$ die Molekulargewichte, $q_1, q_2, q_3 \ldots$ die Molekularquotienten, $r_1, r_2, r_3 \ldots$ die Refraktionsäquivalente dieser Stoffe bedeuten, nach folgender Formel:

$$c = \frac{r_1 q_1 + r_2 q_2 + r_3 q_3 \ldots}{m_1 q_1 + m_2 q_2 + m_3 q_3 \ldots}.$$

Es empfiehlt sich nicht, die Summe der Molekularquotienten auf 100 umzurechnen. Geschicht diese Umrechnung nicht, so ist der



Nenner $m_1 q_1 + m_2 q_2 + m_3 q_3 \ldots$ gleich $p_1 + p_2 + p_3 \ldots$, also direkt gleich der Summe der Analysenzahlen.

Nach diesen vorgenannten Formeln ergibt sich für die drei folgenden Gläser:

1. Obsidian. Class Cliffs (Nr. 4). Washington etc., pag. 149:
   Berechnet . . . . $n = 1{\cdot}487$
   Beobachtet . . . . $n = 1{\cdot}486$
2. Obsidian. Insel Lipari (Nr. 15—17). Bergeat etc., pag. 265, Nr. 33:
   Berechnet . . . . $n = 1{\cdot}4903$
   Beobachtet . . . . $n = 1{\cdot}489$

3. Pélés Haar (Nr. 131). Cohen etc., Analyse 6, pag. 41:

Berechnet . . . . n = 1·551
Beobachtet . . . . n ... um 1·594

Aus den in Cohen, pag. 41 angeführten Analysen Nr. 5 von Basaltbimsstein und Nr. 7 von Basaltobsidian ersieht man eine fast vollständige Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung mit der Analyse Nr. 6 von Pélés Haar. Man versteht daher nicht den großen Unterschied der spezifischen Gewichte:

Nr. 5 . . . 2·73 Nr. 6 . . . 2·66 Nr. 7 . . . 2·98

Das niedrige spezifische Gewicht von Pélés Haar ist aber wohl bedingt durch die Unmenge winzigster Gaseinschlüsse, welche auch bei der feinsten Pulverung nicht geöffnet werden können. Das spezifische Gewicht des reinen Glases wird also entschieden höher zu nehmen sein. Verwendet man als spezifisches Gewicht den Durchschnitt der spezifischen Gewichte von 5 und 7, so ergibt sich

$$n = 2{\cdot}85 \times 0{\cdot}2072 + 1$$
$$= 1{\cdot}591 \qquad \text{Beobachtetes n um } 1{\cdot}594.$$

Regierungsrat Prof. F. Berwerth macht Mitteilung, daß durch einen Akt allerhöchster Munifizenz Sr. Majestät die Mineralien-Sammlung des verewigten Staatsrates Braun an die mineralogisch-petrographische Abteilung des Hofmuseums gelangt sei.

Es liegt ferner eine Probe des von J. Knett aufgefundenen Baryts aus den Thermen von Karlsbad vor, der sich noch jetzt fortwährend bildet, obzwar die chemische Untersuchung des Thermalwassers keinen Gehalt an Baryum nachzuweisen vermochte. Dieser Baryt, rhombische Tafeln (001 . 110) von weingelber Farbe, erweist sich als radioaktiv durch die Einwirkung auf eine lichtdicht eingehüllte photographische Platte. Das Mineral hat von Knett den Namen Radiobaryt erhalten.

Ausstellung: Mineralien aus dem Binnental.

Die Ausstellung gab, da Herr Kommerzialrat Weinberger (W), das Hofmuseum (H) eine reiche Suite zur Verfügung gestellt hatten, wozu noch einige hübsche Stnfen ans der Sammlnng des Herrn Veidl (V) kamen, eineu lehrreichen Überblick über die Vorkommnisse dieses Tales. Herr Dr. Koechlin erläuterte die Ansstellung in einem längeren Vortrage.

Znr Ansstellung waren gelangt:

Anripigment. In blättrigen Partien mit Realgar (W).

Adnlar. Vierlinge von bedeutender Größe (W).

Amethyst. 14 *cm* langer Krystallstock, skelettartig gewachsen, von der Gibelalp (W).

Anatas. Ein 25 *mm* langer flächenreicher spitzpyramidaler Krystall von gelbbrauner Farbe und kleinere Krystalle (W).

Banmhauerit (W).

Binnit. Flächenreicher Krystall in Begleitnng von Zinkblende und Baryt mit Schalenban (H). Ein einzelner Krystall (H).

Bleiganz. In kleinen derben Partien eingewachsen im Dolomit (W).

Chlorit. Hübsche Drnse gut ausgebildeter Krystalle (W).

Coelestin. Einzelner säulenförmiger Krystall in einem Drusenraum des Dolomits (H).

Dolomit. Ein schöner Zwillingskrystall (W).

Fnchsit. Blättrige Aggregate, eingewachsen in Quarz (H).

Dufrenoysit. Schöner großer Krystall (W).

Granat. Olivgrüne Krystalle auf Serpentin vom Geispfad (H).

Hutchinsonit. (Ein nenes, noch nicht beschriebenes Mineral.) Mit Binnit und Rutil in nndeutlichen, eisenschwarzen, hypoparallel aggregierten, rotangelaufenen Kryställchen (H); ein zweites Exemplar mit Realgar (W).

Hyalophan. 12 *mm* langer durchscheinender Krystall von langgestreckter Adularform (W); eine schöne Krystallgruppe (V).

Jentschit. (Ein neues, bisher nicht beschriebenes Mineral.) Dünne eisenschwarze, stark geriefte Tafeln, bnnt nnd schwärzlich angelaufen, bis zn 1 *cm* groß (W) (H).

Jordanit. Schöne Krystalle mit Zinkblende im Dolomit (W) (H).

Magnetit. Schöne oktaedrische Krystalle, begleitet von Rutil (W). Eine sehr schöne Stnfe zeigt Oktaeder von 20 *mm* Kantenlänge, znm Teil orientiert verwachsen mit Rntil, daneben eine Pseudomorphose von Rutil und Magnetit nach Titaneisen (H).

Realgar. Schöne Krystalle in den Drusenräumen des Dolomits (W) (V).

Rathit (W).

Seligmannit. Eisenschwarze, rechtwinklig-tafelige Krystalle auf feingerieftem Rathitkrystall sitzend (W), auch auf Dufrenoysit, ein kleiner, gut ausgebildeter Bournonit-ähnlicher Krystall, dunkler aus Dufrenoysit (H) (W), auf Binnit (W).

Skleroklas. Schöne Krystalle (W).

Titaneisen. Schöne tafelige Krystalle (W) (H), auch schöne Pseudomorphosen von Magnetit und Rutil danach (W).

Trechmannit. (Neues, noch nicht beschriebenes Mineral.) Sehr kleine, rötlich-schwarze, lebhaft glänzende, flächenreiche Kryställchen (W).

Zinkblende. Schöne tetraedrische Zwillingskrystalle von gelber bis brauner Farbe (W) (H) (V).

XXXI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

d'Achiardi A.: Considerazioni sull'acqua di cristallisazione. — Separatabdruck a. d. Atti d. Soc. Tosc. d. Scienze Nat. Memorie. Vol. XVIII.

Barchet E.: Über die Beziehungen zwischen Mischkrystallen und Doppelsalzen. (Inaugural-Dissertation.) Stuttgart 1904.

Billows E.: Sulle classi di Simmetria cristallina. Padova 1904.

Brun A.: Etude sur le point de fusion des minéraux et sur les conséquences pétrographiques et synthétiques, qui en résultent. — Separatabdruck a. d. Archives des sciences physiques et naturelles, Avril 1902, Genève.

Danne J.: Das Radium, seine Darstellung und Eigenschaften. Leipzig 1904.

Gossner B.: Krystallogr. Untersuchung organischer Halogenverbindungen (Isomorphie von Cl, Br und J). — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. IX, H. 1. Leipzig 1904.

Derselbe: (SO_4 K H) — (SO_4 (NH_4) H), ein isomorphes Salzpaar. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, p. 381. Leipzig 1904.

Derselbe: Beitrag zur Krystallographie der Salze von (NH_4), K, Rb, Cs. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XL, H. 1. Leipzig 1904.

Hilton H.: The Gnomonic Net. — Mineralog. Magazine, Vol. XIV, Nr. 63, p. 18—20. Oktober 1904.

Hinrichs C.: Microchemical Analysis with atlas. St. Louis, Mo., U. S. 1904.

Hirschwald J.: Über ein neues Mikroskopmodell und ein „Planimeterokular" zur geometrischen Gesteinsanalyse. — Zentralbl. f. Mineralogie etc. 1904, Nr. 20, p. 626—633.

Kaemmerer P.: Über die Reflexion und Brechung des Lichtes an inaktiven durchsichtigen Krystallplatten. (Inaugural-Dissertation.) — Separatabdr. a. d. N. J. f. Min. etc. Beil. Bd. XX. Stuttgart 1904.

Knett J.: Indirekter Nachweis von Radium in den Karlsbader Thermen. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. CXIII, Juni 1904.

Koch P. P.: Über eine neue Methode zur Untersuchung auf Pyroelektrizität. (Dissertation.) Z. f. Kr. etc. 1904, XXXIX, p. 595 ff.

Lehmann O.: Flüssige Krystalle, sowie Plastizität von Krystallen im allgemeinen, molekulare Umlagerungen und Aggregatzustandsänderungen. (In Mappe.) Leipzig 1904.

Meyerhoffer W.: Über kongruente und inkongruente Schmelzen bei Doppelsalzen. Derselbe: Über Schmelzintervalle. — Z. f. Kr. etc. 1904, XXXIX, H. 4.

Osthoff A.: Über die Reflexion und Brechung des Lichtes an Zwillingsebenen vollkommen durchsichtiger, inaktiver, einachsiger Krystalle. (Inaugural-Dissertation.) — Separatabdr. a. d. N. J. f. Min. Beil. Bd. XX. Stuttgart 1904.

Przibram H.: Formregulationen verletzter Krystalle. — Z. f. Kr. etc. 1904, XXXIX, H. 5. u. 6.

Richards T. W. and Stull W. N.: New method for determining compressibility. Washington 1903. (Carnegie Institution.)

Smith G. F. H.: An improved form of three circle goniometer. — Separatabdruck a. d. Mineralogical Magazine, Oktober 1904, Vol. XIV, Nr. 63, p. 1—15.

Derselbe: The construction and use of the Moriogramm. — Separatabdruck a. d. Mineralogical Magazine, Oktober 1904, Vol. XIV, Nr. 3, p. 49—53.

Sommerfeldt E.: Zur Unterscheidung von Doppelsalzen und Mischkrystallen. — Separatabdr. a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1904, Nr. 21, p. 641—654. Stuttgart 1904.

Mineralogie.

Bekenkamp J.: Über einen Fund von gediegen Eisen. — Separatabdruck a. d. Sitzungsberichten d. physikal.-med. Gesellschaft zu Würzburg 1904.

Billows E.: Studio cristallografico sul Quarzo di S. Marcello Pistojese. — Separatabdruck a. d. Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana. Vol. XXXI. Padova 1904.

Doby G. und Melczer G.: Über das Achsenverhältnis und die chemische Zusammensetzung einiger Titaneisen. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, H. 5 u. 6, p. 526—540. Leipzig 1904.

Donath E.: Der Graphit. Eine chemisch-technische Monographie. Wien 1904.

Friedel G.: Etude sur les groupments cristallins. — Separatabdruck a. d. Bulletin de la société de l'industrie minérale. Quatrième Série, Tom. III et IV, Saint-Etienne 1904.

Grünling F.: Über den Hessenbergit (Sideroxen). — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, H. 4. Leipzig 1904.

Hiki T.: On the Allanite crystal from Hiei Mountain. — Memoirs of the college of Science and Engineering, Kyōto, Imperial University. I, No. I, 1903.

Hussak E.: Mineralogische Notizen aus Brasilien. (Über einen neuen Chondritfall, nahe Uberaba in Minas Geraes, über Nephrit von Baytinga in Bahia und über Hamlinit aus diamantführenden Sanden von Diamantina, Minas Geraes.) Separatabdruck a. d. Bd. XIX der Annalen des k. k. naturh. Hofmuseums. Wien 1904, p. 85—95.

Derselbe: Über die Mikrostruktur einiger brasilianischen Titanmagneteisensteine. N. Jahrb. f. Min. etc. 1904, I, p. 94—113.

Klein C.: Apatit (Moroxit) vom Flusse Swakop, Südwestafrika. — Pyromorphitzwilling nach 2 P ($20\bar{2}1$) von Friedrichssegen bei Ems. — Zentralblatt für Min. etc. 1902, p. 148—149.

Loczka J.: Chemische Analyse des Lorandit von Allchar in Mazedonien und des Claudetit von Szmolnok in Ungarn. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, H. 1 u. 2, p. 520—525. Leipzig 1904.

Melczer G.: Über Libethenit. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, H. 3, p. 288—293. Leipzig 1904.

Derselbe: Daten zur Symmetrie des Aragonit. — Separatabdruck a. d. Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXIX, H. 3, p. 279—287. Leipzig 1904.

Derselbe: Daten zur krystallographischen und optischen Kenntnis des Korundes. — Separatabdruck a. d. Bd. XIX d. mathem. u. naturw. Ber. aus Ungarn, p. 373, 374. Leipzig.

Prinz W.: Sur la Monazite et le Xenotime de Nil-Saint-Vincent (Brabant). — Separatabdruck a. d. Bulletins de l'Académie royale de Bélgique (classe de sciences), No. 3, Mars 1904, p. 313—331. Bruxelles 1904.

Tassin W.: The Permisson Creek meteorite. — Smithsonian Institution. U. S. National Museum. — Proceed. of the U. S. N. Mus. XXVII, p. 955—959, 1904.

Wada T.: Die Schmuck- und Edelsteine bei den Chinesen. — Separatabdruck a. d. Mitteil. d. deutschen Ges. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens. Bd. X, 1. Teil, p. 1—16. Tokio 1904.

Zalinski E. R.: Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. (Inaugural-Dissertation.) — Separatabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XIX.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Barrow G.: Moine Gneisses of the East-Central Highlands and their position in the Highland sequence. — Separatabdruck a. Quart. Journ. Geol. Soc. 1904. Vol. LX, p. 440—449.

Beck R.: Über die Erzlager der Umgebung von Schwarzenberg im Erzgebirge. II. Teil. — Separatabdruck a. d. Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenwesen im Königreich Sachsen auf das Jahr 1904. Freiberg 1904.

Brezina A. u. Cohen E.: Über Meteoreisen von De Sotoville. A. d. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-nat. Kl. Bd. CXIII, Abt. I. Februar 1904.

Bücking H.: Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra. — Sammlungen des Geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I, Bd. VIII. Leiden 1904.

Derselbe: Zur Geologie des nordöstlichen Indischen Archipels. — Sammlungen des geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I, Bd. VII, p. 231—250. Leiden 1904.

Derselbe: Beiträge zur Geologie von Celebes (Nachtrag). — Sammlungen des geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I, Bd. VII, p. 221—224. Leiden 1903.

Derselbe: Liste einer Sammlung von Gesteinen vom Keleiflusse in Berouw, Ost-Borneo. — Sammlungen des geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. Bd. VIII, p. 102—105. Leiden 1904.

Busz K.: Heptorit, ein Hauynmonchiquit aus dem Siebengebirge am Rhein. — Separatabdruck a. d. Neuen Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1904, Bd. II, p. 86—92. Stuttgart 1904.

Derselbe: Die vulkanischen Eruptionen auf Martinique und St. Vincent im Jahre 1902. — Vortrag, geh. am 7. Jänner 1904 in dem Westfäl. Provinzialverein für Wissenschaft und Kunst.

Calker F. J. P. van: Beitrag zur Kenntnis der Verbreitung der erratischen Vorkommnisse von Schonenschen Basalttypen in Niederland. — Separatabdruck a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1904, Nr. 22, p. 694—701. Stuttgart 1904.

Cayeux L.: Géologie des environs de Nauplie. — Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). — Bulletin de la Société Géologique de France, Ve Série, Tome IV, p. 87, 1904, p. 87—104.

Cohen E.: Verzeichnis der Meteorite in der Greifswalder Sammlung am 1. Mai 1904. — Separatabdruck a. d. Mitteilungen d. naturw. Ver. f. Neupommern u. Rügen. 36. Jahrg., 1904.

Congrès géologique international: Compte rendu de la Xe Session, Vienne 1903. Premier et deuxième fascicule. Vienne (Wien) 1904.

Delkeskamp R.: Die Bedeutung der Geologie für die Balneologie. (Vortrag, geh. auf der Vers. der balneolog. Ges. Aachen 1904.) — Separatabdruck aus der Internationalen Mineralquellen-Zeitung.

Derselbe: Die Genesis der Kohlensäure der Mineralquellen und Thermen. — Internationale Mineralquellen-Zeitung (Wien, 15. Sept. 1904).

Derselbe: Die Genesis der Thermalquellen von Ems, Wiesbaden und Kreuznach und deren Beziehung zu den Erz- und Mineralgängen des Taunus und der Pfalz. — Verhandlungen d. Vers. deutscher Naturforscher u. Ärzte in Cassel, 1903, II, 1. Hälfte, p. 161—165.

Derselbe: Die Bedeutung der Konzentrationsprozesse für die Lagerstättenlehre und die Lithogenesis. — Zeitschr. f. prakt. Geol., XII, Jahrg. 1904, H. 9.

Neue Bücher.

Minerals of Japan by Tsunashirō Wada, formerly Director General of the Imperial Steel Works, Director of the Imperial Geological Survey, Director of the Mining Direction and Professor of Mineralogy, Imperial University of Tōkyō. Translated by Takudzi Ogawa, Geologist of the Imperial Geological Survey. Tōkyō 1904.

Der Verfasser ist, wie er in der Vorrede mitteilt, seit dem Jahre 1875 bemüht, die Mineralvorkommen seines Vaterlandes zu sammeln und zu studieren. Wenn man berücksichtigt, daß 1873 der deutsche Bergingenieur Karl Schenk als erster den Mineralschätzen Japans Aufmerksamkeit schenkte, so ergibt sich, daß der Autor die ganze Entwicklung der topographischen Mineralogie Japans miterlebt hat und sowol deshalb als zufolge seiner amtlichen Stellung der berufene Mann ist, die Fachmänner mit den mineralischen Reichtümern seines Vaterlandes bekannt zu machen.

Dies tut Wada in dem vorliegenden, schön ausgestatteten Buch, das ursprünglich japanisch verfaßt, von Takudzi Ogawa ins Englische übersetzt wurde. Es führt nur die gut krystallisierten Mineralvorkommen von Japan in systematischer Folge auf unter Angabe der Krystallformen, bei vielen unter Anführung der im chemischen Laboratorium der Geol. Survey durchgeführten Analysen und unter Angabe der in europäischen Sprachen von Japanern verfaßten früheren Beschreibungen. Die Beschreibung der Vorkommen stützt sich zumeist auf die Belegstücke in der Sammlung des Verfassers. Originale dieser Sammlung haben auch zur Herstellung von 30 sehr schön ausgeführten Lichtdrucktafeln gedient, welche die charakteristischesten

Mineralvorkommen des Insellandes: Antimonit, Blende, Magnetkies, Kupferkies, Bergkrystall mit den herrlichen Zwillingen, Kalkspat, Reinit, Apatit, Topas, Danburit, Feldspat in prachtvollen Exemplaren zur Anschauung bringen. Hervorgehoben sei noch der Naëgit, ein neues Uran-Thor-Silikat mit Tantal- und Niobsäure, das einigermaßen dem Zirkon ähnlich ist und mit Fergusonit zusammen bei Naegi bei Takayama in Zinnseifen gefunden wurde. Im ganzen sind 131 Mineralgattungen aufgeführt. Mit den nicht krystallisierten und den nur als Gesteinsgemengteil bekannten Arten erhöht sich die Zahl der in Japan nachgewiesenen Gattungen auf 155, eine recht beträchtliche Zahl, die der Rührigkeit des Inselvolkes alle Ehre macht, wenn man bedenkt, daß die ersten Anfänge wissenschaftlicher Mineralkenntnis Japans kaum 30 Jahre zurückliegen. F. Becke.

H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch der mikroskopischen Gesteinsstudien. I. Band. Erste Hälfte: Die petrographisch wichtigen Mineralien. Allgemeiner Teil. Vierte, völlig umgestaltete Auflage von Dr. E. A. Wülfing, Professor der Min. u. Geol. an der techn. Hochschule zu Danzig. — Mit 286 Figuren im Text und 17 Tafeln. — XIV u. 467 Seiten. Großoktav. — Stuttgart. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (E. Nägele), 1904.

Ein Vergleich der vorliegenden vierten mit den früheren Auflagen des bekannten Werkes zeigt, daß es sich in dem vorliegenden allgemeinen Teil um keine bloße Verbesserung oder Erweiterung handelt, sondern in der Tat um ein ganz neues Werk.

Nach einer skizzenhaften Geschichte der Einführung des Mikroskops in das Studium der Minerale und Gesteine folgt als erste Abteilung eine Darstellung der graphischen und rechnerischen Hilfsmittel, in welcher Referent empfehlen würde, noch einen Absatz einzufügen über die orthogonale Kugelprojektion und ihr Verhältnis zur stereographischen. Die zweite Abteilung betrifft die Eigenschaften der Kohäsion und der Schwere. Die dritte, umfangreichste betrifft die optischen Eigenschaften und ist zu einem kompletten Handbuch der Krystalloptik ausgewachsen, in dem auch sehr eingehend nicht nur die theoretischen Grundvorstellungen der Krystalloptik, ausgehend von der Undulationstheorie, zur Darstellung kommen, sondern auch die Theorie der optischen Instrumente viel ausführlicher behandelt wird, als dies bisher üblich war (Abschnitte: Einiges aus der geometrischen Optik und über fundamentale Linsenkombinationen und Instrumente zur optischen Untersuchung der Mineralien). Sehr ausführlich und viele neuere Methoden erörternd sind dann im 5. Abschnitt die optischen Erscheinungen doppelbrechender Krystalle dargestellt unter steter Berücksichtigung der besonderen Verhältnisse, wie sie die Dünnschliffuntersuchung mit sich bringt.

Ein Vergleich dieser Abteilung mit der vor einiger Zeit erschienenen Krystalloptik von Becker läßt erkennen, wie sehr sich die Praxis der Disziplin durch die Bedürfnisse der mikroskopierenden Mineralogen und Petrographen über den den Physikern bekannten Stand hinaus entwickelt hat.

Die beiden letzten Abteilungen: morphologische und chemische Eigenschaften zeigen zwar auch allenthalben den Fortschritt der 3 letzten Lustren, sind aber weniger radikal umgestaltet. F. Becke.

Die krystallinen Schiefer von Dr. U. Grubenmann, Prof. der Min. und Petrogr. am eidgenössischen Polytechnikum und an der Universität Zürich. I. Allgemeiner Teil. Mit 7 Textfiguren und 2 Tafeln. Berlin, Verlag von Gebrüder Borntträger, 1904. Oktav, IV und 105 Seiten.

Das Buch ist aus Vorlesungen an den Züricher Hochschulen hervorgegangen und wurzelt in der gemeinsamen Arbeit, die den Verfasser, Prof. Berwerth und den Referenten seit mehreren Jahren beschäftigt und deren erste Resultate vor kurzem in den Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 75 bekannt gemacht wurden. War dort in der vom Referenten gegebenen Fassung die Beziehung auf das vorliegende besondere Arbeitsthema (Krystalline Gesteine der Zentralkette der Ostalpen) für die Fassung unserer gemeinsamen Ansichten und Überzeugungen maßgebend, so wird man in dem vorliegenden Werk dieselben Grundanschauungen erweitert auf den gesamten Umfang des Wissensgebietes und andrerseits in der einem Lehrbuch entsprechenden Fassung wiederfinden.

Gemeinsam ist beiden Darstellungen die Tendenz, dem Problem der krystallinen Schiefer durch Anwendung physikalisch-chemischer Prinzipien näher zu kommen.

Der Verfasser bringt nach einer kurzen, aber inhaltreichen historischen Einleitung zunächst einen Abschnitt, in dem der ursprüngliche Stoff behandelt wird, der durch die Metamorphose eine Ausprägung als krystalliner Schiefer erhält, sowie die spezifischen Merkmale, die diesem anhaften, je nachdem er ursprünglich sedimentärer oder magmatischer Entstehung ist. Die Erörterung der Erstarrungsgesteine geht ziemlich tief in die Kennzeichen ein, die ihnen nach Mineralbestand, Struktur und Textur eigen sind, so daß diese Abschnitte samt jenen über magmatische Differentiation, Kontakt- und Injektionsmetamorphose ganz gut als Versuch einer allgemeinen Petrographie der Erstarrungsgesteine gelten können.

Ein zweiter Abschnitt behandelt dann die Metamorphose, wobei die Erörterung physikalisch-chemischer Prozesse in den Vordergrund gestellt wird. Die Wirkung der Lösungsmittel, die Temperatur, der Druck (allseitiger hydrostatischer Druck) und Stress (einseitiger Druck, vom Referenten Pressung genannt, wogegen Verfasser die Einbürgerung der englischen Vokabel befürwortet) werden besprochen.

Der dritte Abschnitt bringt das Produkt der Metamorphose in seinen verschiedenartigen Entwicklungsformen, Mineralbestand, Struktur und Textur der krystallinen Schiefer zur Sprache.

Der vierte und letzte Abschnitt gibt einen Überblick über das geologische Auftreten der krystallinen Schiefer.

Ein gut ausgewähltes Literaturverzeichnis beschließt das Werk.

Die Ausstattung des Buches ist sehr gediegen und macht dem Verlag Ehre.

F. Becke.

Register.

(A) = Analyse, (R) = Referat, (V) = Vortrag.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Munzgasse 6.

Amphibolandesit u. Dacit

Obsidian

Saurer Pyroxenandesit

Pyroxen-Amphibolandesit

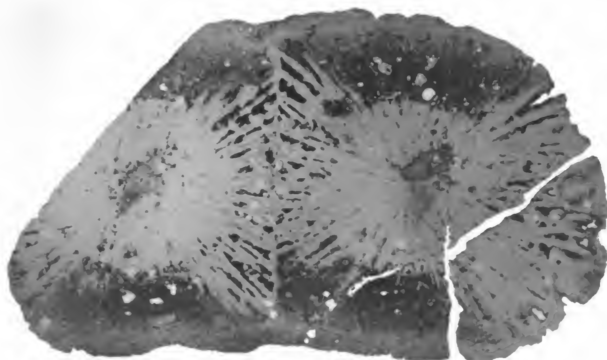
Basalt bez. basaltischer Angitandesit

Gori
Aragua
Borschom
Kura
Abas-Tuman
Achalzich
Tiflis
Alget
Chram
Achalkalaki
Toporawan-See
Kura
Debeda
Kura
Akstafa
See Tschildir
Dschelal-Oglu
Ach Bulak
Alexandropol
Pambak
Akstafa
Karawanserai
Kars-Tschai
Arpa-Tschai
Deltschan
Kars
Ani
Koschawank
Aragatz
Achta
Sewanga
Sangi
Kölan-Dagh
Goktscha-See
Achurean od.
Kamtschalan
Aschtarak
Badis
Etschmiatzin
Eriwan
Araxes
Kagisman
Kulp
Jerwandakert
Jgdir
Araxes
Gr.
Ararat
Kl.

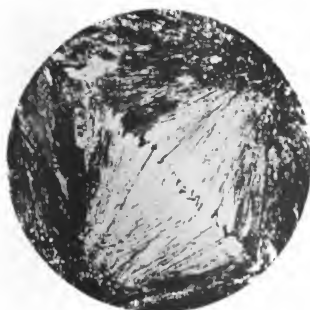
Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen.
Band 23, Heft 1.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitätsbuchhandlung.
Wien 1904.

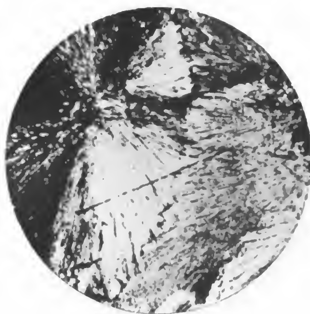

Geologische Skizze
der Eisenerzlagerstätten auf
dem Magnetberg.
Erzlager
Atatschit
Alluvium
Maasstab 1: 21000.
Dalnaja
28|50'
53°26'
438.8



1



2



3



4

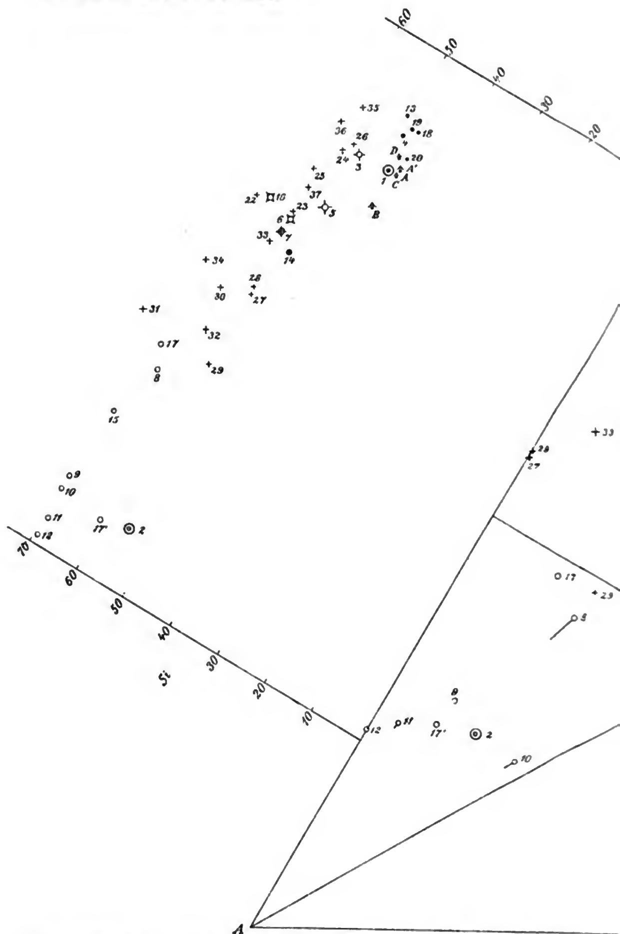


5

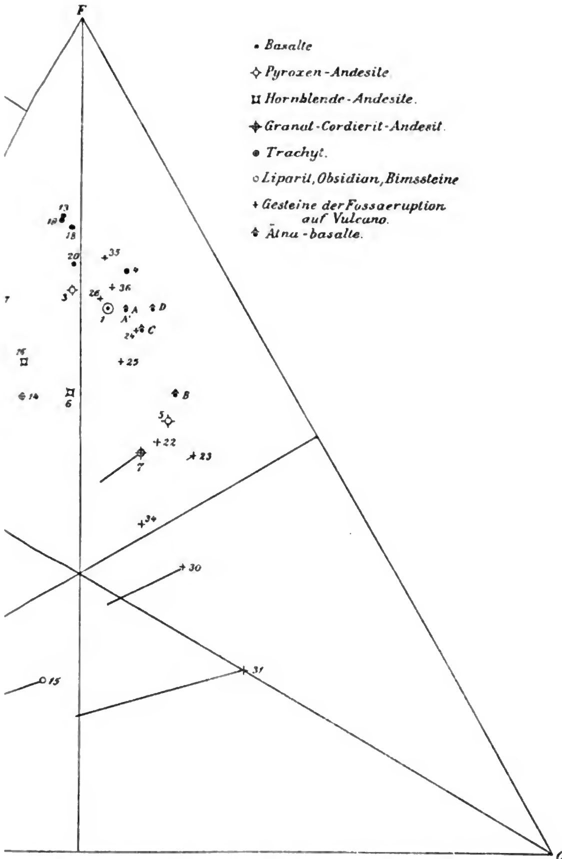
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tschermaks mineralog. und petrograph. Mitteilungen. Bd, XXIII, Heft 2.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



Tafel X.



Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitätsbuchhändler. Wien 1904.

BÖHM

TSCHERMAKS

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

I. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 9 HOLZSCHNITTEN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Lehrbuch der Physik

für die

oberen Klassen der Mittelschulen und verwandter Lehranstalten.

Von

Dr. Karl Rosenberg,
k. k. Professor.

Mit 615 in den Text gedruckten Figuren und einer farbigen Spektraltafel.

Ausgabe für Realschulen. (Approbiert: 20. Mai 1903, Z. 12.206.)

Ausgabe für Gymnasien. (Approbiert: 5. Juni 1903, Z. 18.123.)

Preis der Ausgabe für Realschulen geheftet 4 *K* 50 *h*; gebunden 5 *K*.
" " " " Gymnasien " 4 *K* 70 *h*; " 5 *K* 20 *h*.

Urteile der Fachpresse.

„Abermals hat der Verfasser ein Lehrmittel veröffentlicht, das die Aufmerksamkeit der Fachlehrer in hohem Maße anzuregen geeignet ist, da dasselbe in besonderer Weise passend erscheint, beim Unterricht eine wertvolle Unterstützung zu bieten. Der Verfasser hofft, daß durch die Benutzung seines Werkes die wünschenswerte Sicherheit und Gründlichkeit des physikalischen Wissens erreicht und daß dem Schüler das schwierige Studium dieses Faches wesentlich erleichtert werde. — Der Verfasser verhehlt sich nicht, daß durch die gewaltigen Fortschritte der Wissenschaft in den letzten Dezennien der Lehrstoff sich sehr vermehrt habe, hält aber dafür, daß ein Lehrbuch in allen Zweigen dem größten, möglicherweise zu erreichenden Ziele entsprechen müsse und dem Lehrer es überlassen sein muß, nach seinen Verhältnissen gelegentlich zu kürzen. Da sich der Verfasser hinsichtlich der Methode den Fortschritten derselben, wie sich in den zahlreichen Lehrbüchern und Aufsätzen der Fachzeitschriften erkennen läßt, in gebührender Weise und auch möglichst genau dem Lehrplan und den Instruktionen anschloß, darf seine Hoffnung auf den Beifall der Fachlehrer umsomehr berechtigt sein, als die schlichte Darstellung des Stoffes schwierigeren theoretischen Ableitungen fernblieb, da man sich ja vor Augen halten muß, daß der Mittelschulunterricht nicht Physiker von Fach auszubilden hat, was erst das Ziel der Hochschule ist."

Pädagogischer Jahresbericht (Leipzig), Bd. 55.

„Die Mittel, deren sich der Verfasser bedient, sind vor allem eine größere Zahl von Figuren und eine ausführlichere Darstellung. Man wird diese Mittel nur billigen und muß sich freuen, daß es dem Verfasser gelungen ist, dieselben in so vorzüglicher Weise zu verwenden. Die Figuren zunächst sind sehr zweckmäßig gewählt, schön disponiert und bis in alle Einzelheiten genau durchgeführt. Überall zeigt sich die Hand des erfahrenen und sorgsamen Lehrers . . . . So vereinigt sich alles zu einem durchaus günstigen Gesamteindruck und es ist daher wohl zu erwarten, daß das Werk, das der Verfasser mit so viel Mühe und, wie man auf jeder Seite erkennt, mit so viel Liebe geschaffen hat, die gebührende Wertschätzung und Anerkennung finden wird."

Zeitschrift für das Realschulwesen (Wien), XXVIII. Jg., 10. Heft.

Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in **Wien**,
I., Rotenturmstraße 13.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

TSCHERMAKS

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

II. HEFT.

MIT 5 TAFELN UND 22 HOLZSCHNITTEN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

TSCHERMAKS
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

III. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 21 HOLZSCHNITTEN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Soeben erschien:

Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

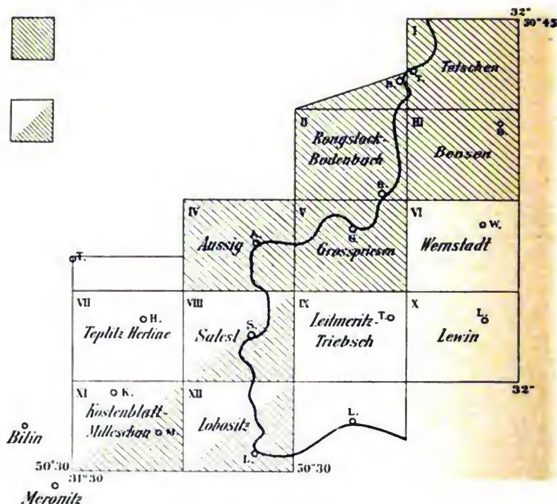
Nebst Erläuterungen von **Dr. J. E. Hibsch.**

Bearbeitet mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

Blatt IV (Aussig). Mit 1 Tafel und 23 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40

Früher sind erschienen:

Blatt I (Tetschen). Preis: K 3.60 = M. 3.—. Blatt II (Rongstock-Bodenbach). Mit 1 Tafel und 10 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40. Blatt III (Bensen). Mit 1 Titelbild und 9 Textfiguren. Preis: K 4.— = M. 3.20. Blatt V (Großpriesen). Mit 1 Tafel und 12 Textfiguren. Preis: K 5.60 = M. 5.—.



Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in **Wien**,
I., Rotenturmstraße 13.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie in Wien.

TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

V. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 4 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Werke für den Weihnachtstisch.

Unsere Kriegsmarine. Von **Alfred Freiherrn v. Koudelka,** k. u. k. Linienschiffs-Leutnant. Illustriert mit 4 Farbendruckbildern, 3 doppelseitigen, 25 ganzseitigen und 90 Textbildern nach Aquarellen und Zeichnungen des August Freiherrn v. Ramberg, k. u. k. Linienschiffs-Leutnant. Mit einer Karte. Preis: 9 K 60 h, geb. in Original-Prachteinband 12 K.

„ . . . Auch kann es dem Studierenden nicht schaden, wenn er beiläufig erfährt, wie im allgemeinen die Seesiege erfochten zu werden pflegen, welche sein Geschichtsbuch erwähnt. Zudem sind Sprache und Stil nicht bloß korrekt, sondern so gewandt und vornehm, daß sie als mustergültig anerkannt zu werden verdienen. Unsere Armut an ähnlicher Literatur macht uns das Buch doppelt wertvoll." („Zeitschr. f. d. österr. Gymnasien.")

Österreichische Burgen. Im Auftrage Sr. Durchlaucht des regierenden Fürsten Johann von und zu Liechtenstein und Sr. Exzellenz des Grafen Hans Wilczek bearbeitet von **Otto Piper.** I. Teil: Mit 262 Abbildungen; II. Teil: Mit 276 Abbildungen; III. Teil: Mit 255 Abbildungen. Preis: à 8 K.

Mit jedem Bande dieses hervorragenden Werkes werden neue Schätze unserer Burgbauten durch den bekannten kundigen Verfasser gehoben; oft besteht die Ausbeute nur in einem Mauerrest, einem Turm und in verklungener Sage, aber trotzdem wird jeglichem Überbleibsel Licht und Belehrung abgerungen. Eine hochinteressante Arbeit liegt hier vor, ein Prachtwerk ersten Ranges.

Die Kyburg, die Stammburg Heilwigs, der Mutter Rudolfs von Habsburg. Eine geschichtliche Erinnerung zum fünfzigjährigen Regierungsjubiläum Kaiser Franz Josefs I. von **Josef Langl.** Mit 52 Abbildungen und 5 Heliogravüren. Preis: geh. 4 K 40 h, eleg. geb. 6 K.

Die prächtige Schilderung, welche Langl von der Kyburg in örtlicher und landschaftlicher Beziehung entwirft, dabei die geschichtlichen Momente mit dem beschreibenden Teile in anmutiger Darstellung verknüpfend, wird durch eine große Zahl trefflich gelungener Heliogravüren und Textabbildungen veranschaulicht.

Charakterbilder aus der vaterländischen Geschichte fur Schule und Haus. Von Dr. **Leo Smolle,** k. k. Schulrat. Mit 78 Illustrationen in Zinkotypie nach Federzeichnungen von Prof. J. Langl. Preis: in Prachtband geb. 5 K.

An den großen Taten der Vorzeit und Gegenwart, an den weisen Tugenden der Herrscher, den Beispielen ruhmvoller Helden, erleuchteter Staatsmänner, dem vorbildlichen Wirken selbstloser Männer der Wissenschaft und ihr Vaterland liebender und schmückender Künstler muß die Jugend sich strebend und begeisternd heranbilden; aus diesem Quell muß sie stets neue Kraft und frische Lust zu allem Schönen und Edlen schöpfen. An die Familie und die Schule wendet sich deshalb dieses Buch in erster Linie; ihre entgegenkommende Teilnahme zu gewinnen, blieb die wesentlichste Aufgabe des Verfassers.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

TSCHERMAKS
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIUNDZWANZIGSTER BAND.

VI. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 4 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1904.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

Mineralogische Mittelungen
v. 23, 1904

Filed / Shelved
under Tschermaks

DATE DUE	BORROWER'S NAME

Tschermaks
v. 23, 1904

